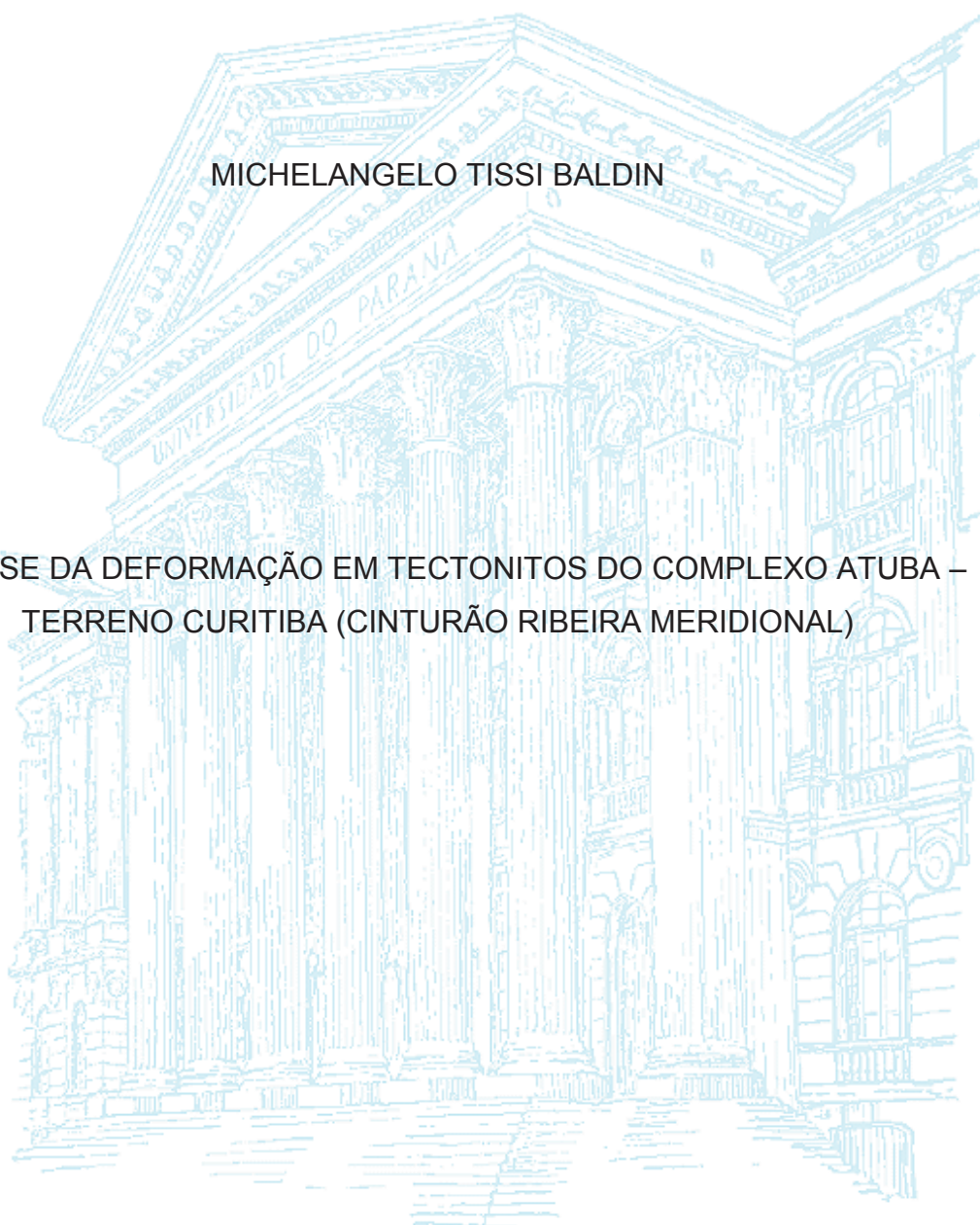


UNIVERSIDADE FEDERAL DO PARANÁ

MICHELANGELO TISSI BALDIN

ANÁLISE DA DEFORMAÇÃO EM TECTONITOS DO COMPLEXO ATUBA –
TERRENO CURITIBA (CINTURÃO RIBEIRA MERIDIONAL)



CURITIBA

2019

MICHELANGELO TISSI BALDIN

ANÁLISE DA DEFORMAÇÃO EM TECTONITOS DO COMPLEXO ATUBA –
TERRENO CURITIBA (CINTURÃO RIBEIRA MERIDIONAL)

Tese apresentada como requisito parcial à
obtenção do título de Doutor, Curso de Pós-
Graduação em Geologia Exploratória, Setor de
Ciências da Terra, Universidade Federal do
Paraná.

Orientador: Prof. Dr. Eduardo Salamuni

CURITIBA

2019

Catálogo na Fonte: Sistema de Bibliotecas, UFPR
Biblioteca de Ciência e Tecnologia

B177a Baldin, Michelangelo Tissi
Análise da deformação em tectonitos do complexo Atuba –
terreno Curitiba (Cinturão Ribeira meridional) [recurso eletrônico] /
Michelangelo Tissi Baldin – Curitiba, 2019.

Tese - Universidade Federal do Paraná, Setor de Ciências da
Terra, Programa de Pós-graduação em Geologia Exploratória.
Orientador: Prof. Dr. Eduardo Salamuni

1. Geologia estrutural. 2. Análise estrutural. 3. Rochas -
Deformação. I. Universidade Federal do Paraná. II. Salamuni,
Eduardo. III. Título.

CDD: 551.8

Bibliotecária: Roseny Rivelini Morciani CRB-9/1585



MINISTÉRIO DA EDUCAÇÃO
SETOR DE CIÊNCIAS DA TERRA
UNIVERSIDADE FEDERAL DO PARANÁ
PRÓ-REITORIA DE PESQUISA E PÓS-GRADUAÇÃO
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO GEOLOGIA -
40001016028P5

TERMO DE APROVAÇÃO

Os membros da Banca Examinadora designada pelo Colegiado do Programa de Pós-Graduação em GEOLOGIA da Universidade Federal do Paraná foram convocados para realizar a arguição da tese de Doutorado de **MICHELANGELO TISSI BALDIN** intitulada: **ANÁLISE DA DEFORMAÇÃO EM TECTONITOS DO COMPLEXO ATUBA - TERRENO CURITIBA (CINTURÃO RIBEIRA MERIDIONAL)**, sob orientação do Prof. Dr. EDUARDO SALAMUNI, que após terem inquirido o aluno e realizada a avaliação do trabalho, são de parecer pela sua APROVAÇÃO no rito de defesa.

A outorga do título de doutor está sujeita à homologação pelo colegiado, ao atendimento de todas as indicações e correções solicitadas pela banca e ao pleno atendimento das demandas regimentais do Programa de Pós-Graduação.

CURITIBA, 30 de Setembro de 2019.

EDUARDO SALAMUNI
Presidente da Banca Examinadora

MIGUEL ANTÔNIO TUPINAMBA ARAUJO SOUZA
Avaliador Externo (UNIVERSIDADE DO ESTADO DO RIO DE JANEIRO)

FREDERICO MEIRA FALEIROS
Avaliador Externo (UNIVERSIDADE DE SÃO PAULO)

LEONARDO EVANGELISTA LAGOEIRO
Avaliador Interno (UNIVERSIDADE FEDERAL DO PARANÁ)

LEONARDO FADEL CURY
Avaliador Interno (UNIVERSIDADE FEDERAL DO PARANÁ)

Aos meus pais

AGRADECIMENTOS

Gostaria de expressar aqui os meus agradecimentos a todas as pessoas que direta ou indiretamente contribuíram para esta pesquisa.

Aos meus pais pelo apoio e compreensão nos momentos estressantes.

Ao professor e orientador Dr. Eduardo Salamuni por ter aceitado me orientar e por acreditar no meu trabalho.

Ao professor Dr. Leonardo Evangelista Lagoeiro pelas discussões sobre a petrografia e o EBSD, e à professora Dra. Eleonora Maria Gouvea Vasconcellos pelas conversas sobre a petrografia.

Ao professor Dr. Luís Gustavo de Castro pelas sugestões dadas no artigo de aerogeofísica.

Ao Grupo de Neotectônica da Universidade Federal do Paraná (UFPR).

Aos colegas Will, Fontanella, Vivi e Jéssica pela ajuda no *software* ArcGIS.

À colega Ana Cecília pelo auxílio no *software* Win-Tensor e ao colega Emerson (Tim-Tim) pela colaboração em campo.

Às colegas Camila e Thailli pela ajuda no polimento das lâminas e informações sobre o EBSD.

Ao colega Cássio Pires pelo auxílio no processamento dos dados aerogeofísicos.

Aos funcionários dos laboratórios LAMIR, LAMIN e Instituto Lactec pela confecção das lâminas delgadas, polimento e EBSD, em especial aos técnicos Roberto, Úrsula, Flávia, Adilson e Bruno.

Aos encarregados das pedreiras que nos deixaram entrar e trabalhar de forma tranquila.

Aos colegas Will, Taily, Tim-Tim, Jéssica, Thaís, Luis e Ana pelas discussões e tardes compartilhadas no NUGEO.

Ao Programa de Pós-Graduação em Geologia e ao Departamento de Geologia pelo suporte técnico, oportunidade e pela infra-estrutura.

À CAPES pela bolsa de doutorado.

Aos amigos Thiago, Gabriel, Vico, Saulo, Eliane e Ronaldo pelas conversas intermináveis.

Finalmente, a todos que mantiveram um ambiente cordial durante a realização dos trabalhos.

Do not go gentle into that good night

Dylan Thomas

Do not go gentle into that good night,
Old age should burn and rave at close of day;
Rage, rage against the dying of the light.

Though wise men at their end know dark is right,
Because their words had forked no lightning they
Do not go gentle into that good night.

Good men, the last wave by, crying how bright
Their frail deeds might have danced in a green bay,
Rage, rage against the dying of the light.

Wild men who caught and sang the sun in flight,
And learn, too late, they grieved it on its way,
Do not go gentle into that good night.

Grave men, near death, who see with blinding sight
Blind eyes could blaze like meteors and be gay,
Rage, rage against the dying of the light.

And you, my father, there on the sad height,
Curse, bless, me now with your fierce tears, I pray.
Do not go gentle into that good night.
Rage, rage against the dying of the light.

RESUMO

O Complexo Atuba aflora na porção leste do Estado do Paraná e sul do Estado de São Paulo, segundo uma faixa alongada de direção NE-SW e compreende a parte sul do Cinturão Ribeira. Ocorre no Terreno Curitiba, ao norte do Terreno Luís Alves e a oeste do Terreno Paranaguá. Este trabalho tem como objetivo principal identificar os litotipos aflorantes, detalhar o arcabouço estrutural, caracterizar as texturas e microestruturas dos cristais de quartzo e feldspatos, investigar os mecanismos de deformação e elucidar os processos deformacionais dúcteis. O estudo foi desenvolvido por meio de métodos aerogeofísicos, trabalhos de campo, cartografia detalhada, petrografia, análise estrutural quantitativa e análise de difração de elétrons retro-espalhados (EBSD). O Complexo Atuba é constituído por metatexitos estromáticos, migmatitos protomiloníticos, miloníticos e ultramiloníticos, metatexitos *patch*, metatexitos com estrutura em rede, diatexitos *schollen*, gnaisses granulíticos bandados e granitoides. Secundariamente ocorrem filonitos e lentes anfibolíticas. Os metatexitos estromáticos possuem médio a alto grau metamórfico e são compostos por neossomas residuais mesocráticos tonalíticos, intercalados com leucossomas granodioríticos-tonalíticos ou graníticos. Os melanossomas ocorrem paralelamente aos leucossomas e são formados por minerais máficos. Dois planos de foliação, ambos gerados por cisalhamento dúctil, foram identificados: o primeiro é caracterizado pela foliação Sn-1 associada à tectônica de cavalgamento (Dn-1) e o segundo pela foliação Sn produzido por tectônica transcorrente-transpressiva sinistral (Dn). O retrometamorfismo ocorre de forma generalizada na área de estudo, formando alteração nos feldspatos, hornblenda e biotita. A quantificação da deformação foi desenvolvida por intermédio dos métodos de Fry, Polar e Rf/ϕ , com base na análise de cristais de quartzo e feldspatos em 26 lâminas delgadas. As amostras revelaram razões de deformação similares para todos os métodos utilizados nos planos XZ e YZ. Os elipsoides possuem forma oblata e correspondem ao campo do achatamento aparente. Segundo os dados de EBSD foi possível identificar que a deformação ocorreu por mecanismos de fluência de deslocamento, associados aos processos de recristalização dinâmica. Os cristais de feldspatos apresentam extinção ondulante, subgrãos e novos grãos por *bulging*, enquanto o quartzo mostra eventualmente contatos bastante irregulares, sugerindo migração de borda de grãos. As amostras analisadas pelo EBSD para a foliação Sn-1 (feldspatos) apresentam polos (001) na direção $\langle 010 \rangle$, sugerindo transição de fácies anfibolito para granulito. Também ocorrem feldspatos com polos (010) na direção $\langle 001 \rangle$ e tramas fracas ou moderadas de cristais de quartzo, indicando temperaturas mais baixas ou intermediárias, provavelmente devido a um evento retrometamórfico ou de hidrotermalismo posterior. Esse conjunto está relacionado à primeira fase de migmatização (leucossoma granodiorítico-tonalítico), tendo a foliação Sn-1 como sua principal estrutura. O domínio formado pela foliação Sn possui figuras de polo randômicas para os feldspatos, ao passo que para o quartzo ocorre à ativação do sistema de deslizamento basal com auxílio do sistema romboédrico ou somente a ativação do sistema romboédrico, indicando que a deformação ocorreu em condições médias de temperatura. Esse domínio é caracterizado pela segunda fase de migmatização (leucossoma granítico) e é formado pela foliação Sn.

Palavras-chave: Complexo Atuba. análise estrutural. EBSD. mecanismos de deformação.

ABSTRACT

The Atuba Complex outcrops in the eastern portion of the state of Paraná and south of the state of São Paulo, along an elongated swath of NE-SW direction and comprises the southern part of the Ribeira Belt. It occurs on Curitiba Terrane, north of Luís Alves Terrane and west of Paranaguá Terrane. The main objective of this work is to identify the outcropping lithotypes, to detail the structural framework, to characterize the textures and microstructures of quartz and feldspar crystals, to investigate the deformation mechanisms and to elucidate the ductile deformational processes. The study was developed through aerogeophysical methods, fieldwork, detailed cartography, petrography, quantitative structural analysis and electron backscatter diffraction (EBSD) analysis. The Atuba Complex consists of stromatic metatexite migmatites, protomilonitic, milonitic and ultramilonitic migmatites, patch metatexite migmatites, network structure metatexite migmatites, schollen diatexite migmatites, banded granulitic gneisses and granitoids. Secondary occur milonitic quartzites, mica-quartz shales and amphibolytic lenses. The stromatic metatexite migmatites have medium to high metamorphic grade and are composed of tonalitic mesocratic residue neosomes, intercalate with tonalitic granodioritic or granitic leucosomes. Melanosomes occur parallel to leucosomes and are formed by mafic minerals. Two foliation planes, both generated by ductile shear, were identified: the first is characterized by Sn-1 foliation associated with riding tectonics (Dn-1) and the second by Sn foliation produced by sinistral transcurrent-transpressive tectonics (Dn). Retrometamorphism occurs generally in the study area, forming alteration in feldspars, hornblende and biotite. The quantification of the strain was developed by the Fry, Polar and Rf/ϕ methods, based on the analysis of quartz and feldspar crystals on 26 thin sections. Samples revealed similar strain ratios for all methods used in the XZ and YZ planes. The ellipsoids are oblate in shape and correspond to the apparent flattening field. According to the EBSD data it was possible to identify that the deformation occurred by dislocation creep mechanisms associated with the dynamic recrystallization processes. Feldspar crystals show undulose extinction, subgrains and new grains by bulging, while quartz eventually shows rather irregular contacts, suggesting grain boundary migration. The samples analyzed by the EBSD for Sn-1 foliation (feldspars) have poles (001) in the $\langle 010 \rangle$ direction, suggesting a transition from amphibolite to granulite facies. Feldspars also occur with (010) poles in the $\langle 001 \rangle$ direction and weak or moderate quartz crystal fabrics, indicating lower or intermediate temperatures, probably due to a retrometamorphic event or subsequent hydrothermalism. This set is related to the first phase of migmatization (granodioritic-tonalitic leucosome), having Sn-1 foliation as its main structure. The domain formed by the Sn foliation has random pole figures for feldspars, whereas for quartz occurs the activation of the basal sliding system with the aid of the rhombohedral system or only the activation of the rhombohedral system, indicating that the deformation occurred under medium conditions of temperature. This domain is characterized by the second phase of migmatization (granitic leucosome) and is formed by Sn foliation.

Keywords: Atuba Complex. structural analysis. EBSD. deformation mechanisms.

LISTA DE FIGURAS

Tese

FIGURA 1 – Mapa geológico das unidades do Terreno Curitiba com suas principais zonas de cisalhamento. Fonte: modificado de Santos (2017)	27
FIGURA 2 – Localização e acessos à área de estudo. Fonte: modificado de Salamuni et al. (2004), Chavez-Kuz (2003)	30
FIGURA 3 – Fluxograma esquemático ilustrando as atividades do doutorado	33
FIGURA 4 – Mapa de localização dos afloramentos descritos durante as etapas de campo. Fonte: modificado de Salamuni (1998)	37
FIGURA 5 – Desenho esquemático dos principais elementos de um sistema MEV associada ao EBSD. Fonte: Ferreira (2016).....	41
FIGURA 6 – (A) Diagrama demonstrando a geração de um padrão de difração. Fonte: Wynick e Boehlert (2005). (B) Padrão Kikuchi de clinopiroxênio. Fonte: Randle e Engler (2000).....	42
FIGURA 7 – Três fases de preparação de amostras: (A) Corte da amostra. (B) Montagem da amostra. (C) Polimento da amostra. Fonte: Ferreira (2016).....	44
FIGURA 8 – O método de Fry executado manualmente. Fonte: Ramsay e Huber (1983), Fossen (2012).....	47
FIGURA 9 – Gráfico do método R_f/ϕ . Os dados compreendem os pontos azuis e a média encontra-se no círculo vermelho. Fonte: Vollmer (2017)	47
FIGURA 10 – Ilustração do método polar de Elliott extraído do software EllipseFit. A média encontra-se em vermelho e os dados são contornados em 20% de distribuição de densidade. Um <i>outlier</i> é selecionado em amarelo. Fonte: Vollmer (2017)	48
FIGURA 11 – Diagrama de Flinn com eixos lineares ou logarítmicos, evidenciando a geometria prolata, oblata e a deformação plana. Fonte: Fossen (2012)	49
FIGURA 12 – Diagrama de Hsü apresentando linhas radiais que indicam quantidades iguais de deformação. Os campos são divididos em charutos, panquecas e deformação plana. Fonte: Fossen (2012)	50
FIGURA 13 – Aquisição da imagem, procedimentos e determinação dos métodos de quantificação da deformação. Fonte: modificado de Rodrigues et al. (2009).....	51

FIGURA 14 – Mapa das províncias estruturais brasileiras mostrando a área de trabalho em amarelo na porção leste do Estado do Paraná, localizada no segmento central da Província Mantiqueira em verde. Fonte: modificado de CPRM (2001)	53
FIGURA 15 – Mapa geológico simplificado da região sul da Faixa Ribeira. (1) Cobertura Fanerozoica; (2-11) Terreno Apiaí; (12-16) terrenos Curitiba e Luís Alves; (17-18) Terreno Paranaguá. Principais zonas de cisalhamento: ZCI – Itapirapuã; ZCMA - Morro Agudo; ZCQO - Quarenta Oitava; ZCR – Ribeira; ZCL – Lancinha; ZCC – Cubatão; SP - Sutura Piên. Fonte: Heilbron et al. (2008), Leandro (2016).	54
FIGURA 16 – Perfil esquemático apresentando a localização e a relação entre o Terreno Apiaí, Terreno Curitiba (Complexo Atuba) e o Terreno Luís Alves. Fonte: modificado de Basei et al. (1998), Sato et al. (2003), Barão et al. (2016).	56
FIGURA 17 – Imagem de catodoluminescência em cristais de zircão oriundos das rochas migmatíticas da pedreira Artecipec. Fonte: Sato et al. (2009).....	57
FIGURA 18 – Distribuição dos conjuntos litológicos do Grupo Açungui. O bloco tectônico E representa a Formação Capiru. Fonte: modificado de CPRM (1999).....	65
FIGURA 19 – Classificação dos migmatitos em paleossoma e neossoma. Fonte: Mehnert (1968).....	70
FIGURA 20 – Classificação dos migmatitos em primeira, segunda e terceira ordem. Fonte: Sawyer (2008).....	72
FIGURA 21 – Divisão de primeira ordem relacionando a taxa de fusão e a proporção de fundido presente. Fonte: Sawyer (2008)	73
FIGURA 22 – A divisão de segunda ordem relaciona a proporção de fusão e estruturas dos migmatitos. Fonte: Sawyer (2008).....	75

Artigo 1

FIGURA 1 – Localização e acessos à área de estudo. Fonte: modificado de Sato et al. (2009).....	85
FIGURA 2 – Localização da área de trabalho dentro do Projeto Aerogeofísico executado pela CPRM. Fonte: modificado de CPRM (2011)	86
FIGURA 3 – Mapa geológico simplificado da região sul do Cinturão Ribeira. (1) Cobertura Fanerozoica; (2-11) Terreno Apiaí; (12-14) Terreno Curitiba; (15-16) Terreno Luís Alves; (17-18) Terreno Paranaguá. Principais zonas de cisalhamento: ZCI –	

Itapirapuã; ZCMA - Morro Agudo; ZCQO - Quarenta Oitava; ZCR – Ribeira; ZCL – Lancinha; ZCC – Cubatão; SP - Sutura Piên. Fonte: Heilbron et al. (2008).....	88
FIGURA 4 – Perfil esquemático apresentando a localização e a relação entre os terrenos Apiaí, Curitiba (Complexo Atuba) e Luís Alves. Fonte: modificado de Basei et al. (1998), Castro (2015)	89
FIGURA 5 – Localização dos alinhamentos do Arco de Ponta Grossa. A área de trabalho está limitada a sul da Zona de Cisalhamento Lancinha. Fonte: modificado de Castro (2015)	90
FIGURA 6 – Mapa estrutural rúptil da área de trabalho. Fonte: modificado de Salamuni (1998).....	91
FIGURA 7 – Diagramas de rosetas com as direções dos comprimentos acumulados dos lineamentos observados no mapa geológico da porção leste do Estado do Paraná.....	92
FIGURA 8 – Diagramas de rosetas com as direções dos lineamentos estruturais analisados no mapa geológico da parte leste do Estado do Paraná.....	92
FIGURA 9 – (A) Mapa do Campo Magnético Anômalo (CMA). (B) Mapa do Campo Magnético Anômalo Reduzido ao Polo (CMA-RTP). (C) Mapa do Gradiente Horizontal Total (GHT). (D) Mapa da Amplitude do Sinal Analítico (ASA). Ambos possuem a interpretação estrutural dos principais lineamentos	94
FIGURA 10 – (A) Mapa de Inclinação do Sinal Analítico (ISA) e sua interpretação estrutural. (B) Mapa da Inclinação do Sinal Analítico do Gradiente Horizontal Total (ISA-GHT). As linhas pretas referem-se aos lineamentos analisados em mapa.....	95
FIGURA 11 – Mapa geológico simplificado da porção leste do Estado do Paraná. Fonte: modificado de Salamuni (1998).....	96
FIGURA 12 – (A) Mapa do Potássio (K). (B) Mapa do Tório (eTh). LEGENDA: GA – Grupo Açungui. FG – Formação Guabirotuba. CA – Complexo Atuba. GC – Granito do Cerne. GUA – Granito Guajuvira (granitos gnaisses). ZCC – Zona de Cisalhamento Curitiba.....	97
FIGURA 13 – (A) Mapa do Urânio (eU). (B) Mapa de contagem total (CTEXP). LEGENDA: GA – Grupo Açungui. FG – Formação Guabirotuba. GC – Granito do Cerne. GUA – Granito Guajuvira (granitos gnaisses). CA – Complexo Atuba. SSM – Suíte Serra do Mar. ZCC – Zona de Cisalhamento Curitiba	97

Artigo 2

FIGURA 1 – Localização e acessos à área de estudo. Pedreiras: 1 – Pedreira São Jorge; 2 – Pedreira Maringá; 3 – Pedreira Central; 4 – Pedreira Inecol; 5 – Pedreira Paulo Leminski; 6 – Pedreira Atuba; 7 – Pedreira Roça Grande; 8 – Pedreira Greca; 9 – Pedreira Artecipe; 10 – Pedreira Costa; 11 – Pedreira Marc Mineração; 12 – Pedreira Pussoli; 13 – Pedreira Transebra; 14 – Pedreira Tanguá. Fonte: modificado de Chavez-Kuz & Salamuni (2008) e Cabrita (2015)	107
FIGURA 2 – Mapa geológico da região sul do Cinturão Ribeira. Fonte: modificado de Guimarães (2019)	109
FIGURA 3 – Mapa geológico e estrutural simplificado do leste paranaense. As flechas pretas (foliação Sn-1 e Sn) correspondem aos ângulos de mergulho baixos a altos. Falhas e zonas de cisalhamento: FMA (Falha do Morro Agudo); FC (Falha do Cerne); ZCLC (Zona de cisalhamento Lancinha-Cubatão); ZCC (Zona de cisalhamento Curitiba). Fonte: modificado de Salamuni (1998)	111
FIGURA 4 – (A) Aspecto macroscópico do metatexito estromático, formado por intercalações contínuas, milimétricas a centimétricas do leucossoma e melanossoma. Local: pedreira Artecipe. (B) Neossoma residual mesocrático caracterizado pelo bandamento composicional, de caráter penetrativo e espessura milimétrica. Local: pedreira Atuba.....	112
FIGURA 5 – Fotomicrografias do metatexito estromático (visualização com os polarizadores cruzados). (A) Oligoclásio com formação de novos grãos muito finos nas bordas. Local: pedreira Inecol. (B) Cristal de quartzo intersticial. Local: pedreira Inecol. (C) Filmes de fundido ao longo dos limites de grãos de feldspatos. Local: pedreira Central. (D) Cristal médio de quartzo com textura em tabuleiro de xadrez. Local: pedreira Artecipe. (E) Subgrãos em cristais de hornblenda. Local: pedreira Central. (F) Novos grãos muito finos nas bordas da hornblenda. Local: pedreira Central. LEGENDA: Pl – plagioclásio. Qz – quartzo. Hbl – hornblenda.....	114
FIGURA 6 – (A) Leucossoma quartzo-feldspático e melanossoma constituído principalmente por enstatita (polarizadores cruzados). Local: pedreira Inecol. Fotomicrografias dos cristais peritéticos (B-C): (B) Cristal de diopsídio, grosso, com contatos irregulares (luz com polarizadores cruzados). Local: pedreira Central. (C) Cristal de granada fortemente fraturado (luz com polarizadores cruzados). Local: pedreira Central. (D) Leucossoma rico em microclínio, oligoclásio e quartzo. O	

melanossoma é formado por biotita e hornblenda (polarizadores cruzados). Local: pedreira Atuba. LEGENDA: Bt – biotita. Di – diopsídio. En – enstatita. Grt – granada. Mc – microclínio	115
FIGURA 7 – (A) Aspecto geral da pedreira São Jorge, com intercalação de leucossoma róseo, métrico e subvertical, com neossoma residual mesocrático. (B) Leucossoma róseo, milimétrico a centimétrico, paralelo à foliação principal da rocha. Local: pedreira Pussoli. (C) Metatexito estromático milonitizado da pedreira Marc Mineração. (D) Aspecto do metatexito estromático da pedreira Greca. É caracterizado pelo bandamento composicional penetrativo, intercalado com o leucossoma branco, de espessura milimétrica a centimétrica	116
FIGURA 8 – (A) Cristais estirados e orientados formando níveis miloníticos e protomiloníticos (luz com polarizadores cruzados). Local: pedreira Greca. (B) Cristais de biotita estirados e fortemente orientados, intercalados com níveis formados por quartzo e oligoclásio (luz com polarizadores cruzados). Local: pedreira São Jorge. LEGENDA: Bt – biotita.....	117
FIGURA 9 – Fotografias obtidas na pedreira Central. (A) <i>Patches</i> de neossoma em meio ao neossoma residual mesocrático. (B) <i>Patches</i> de leucossomas <i>in situ</i> com concentrações de minerais peritéticos associados (círculos em preto).....	118
FIGURA 10 – (A) Aspecto geral do metatexito com estrutura em rede. Local: pedreira Artecipe. (B) Metatexitos com estrutura em rede, formados por leucossomas paralelos e discordantes à foliação principal. Local: pedreira Inecol	119
FIGURA 11 – (A) Diatexitos <i>schollen</i> caracterizados por formatos circulares (C). Local: pedreira Inecol. (B) Aspecto macroscópico dos enclaves (<i>schollen</i>) angulosos e estirados em matriz granítica. Notam-se faixas finas (1 mm a 2 cm) e foliadas de material melanocrático (<i>schlieren</i>), formadas por biotita e anfibólio, em torno dos enclaves ou na porção leucocrática. Local: pedreira Artecipe.....	120
FIGURA 12 – Pedreira Paulo Leminski. Gnaiss granulítico bandado.....	120
FIGURA 13 – <i>Pools</i> de fundido formados por quartzo cristalizado ao longo de limites de grãos (luz com polarizadores cruzados). As feições estão representadas pelas setas pretas. Local: Pedreira Paulo Leminski. LEGENDA: Qz – quartzo.....	121
FIGURA 14 – Granitoides róseos, de granulação média a grossa, formados por níveis micáceos moderadamente orientados. Local: pedreira Atuba	121
FIGURA 15 – Oligoclásio com zoneamento (polarizadores cruzados). Local: pedreira Costa. LEGENDA: Pl – plagioclásio	122

FIGURA 16 – (A) Filonito formado por cristais estirados de muscovita de acordo com a foliação principal. Ocorre trama oblíqua definindo par S-C (luz com polarizadores cruzados). (B) Filonito com cristais de quartzo e minerais micáceos estirados e orientados definindo a clivagem da rocha. Nota-se uma clivagem de crenulação diferenciada caracterizada pela orientação da biotita e opacos (luz com polarizadores cruzados).....	123
FIGURA 17 – (A) Lente anfibolítica intercalada com leucossoma e neossoma residual mesocrático. Local: pedreira Atuba. (B) Cristais de hornblenda e andesina moderadamente orientados (polarizadores cruzados). Local: corte de estrada (BR-116). LEGENDA: Pl – plagioclásio. Hbl – hornblenda	123
FIGURA 18 – (A) Aspecto macroscópico da foliação Sn-1 nos metatexitos estromáticos da pedreira Incol. (B) Foliação Sn-1 com orientação geral em torno de N50W/50NE. Local: pedreira Central	124
FIGURA 19 – Dobras encontradas na pedreira Artecipe. (A) Dobras intrafoliares centimétricas. (B) Dobras ptigmáticas. (C) Dobras de fluxo. (D) Dobras em bainha...	125
FIGURA 20 – Estereograma de eixos de dobras (Bn-1). Schmidt-Lambert, hemisfério inferior. N = 12.....	125
FIGURA 21 – Diagramas estruturais da foliação Sn-1. Diagramas de contorno de polos máximos. Schmidt-Lambert, hemisfério inferior. (A) Pedreira Artecipe. (B) Pedreira Central. (C) Cortes de estrada. (D) Pedreira Greca. (E) Pedreira Incol. (F) Pedreira Marc Mineração. (G) Pedreira Paulo Leminski. (H) Pedreira Pussoli. (I) Pedreira Roça Grande. (J) Pedreira Tanguá. (K) Pedreira Transeembra. (L) Pedreira Atuba	126
FIGURA 22 – Estereograma de lineações de estiramento mineral para a foliação Sn-1. Schmidt-Lambert, hemisfério inferior. N = 24.....	126
FIGURA 23 – (A) Foliação Sn com desenvolvimento de estiramento e orientação mineral subparalela ao bandamento composicional, localmente irregular, de espaçamento milimétrico a centimétrico. Local: pedreira Atuba. (B) Foliação milonítica caracterizada pelo forte estiramento dos minerais. O leucossoma pode apresentar <i>boudinagem</i> . Local: pedreira São Jorge.....	127
FIGURA 24 – Diagramas estruturais da foliação Sn. Diagramas de contorno de polos máximos. Schmidt-Lambert, hemisfério inferior. (A) Pedreira Artecipe. (B) Pedreira Atuba. (C) Cortes de estrada. (D) Pedreira Costa. (E) Pedreira Greca. (F) Pedreira Maringá, continuação	127

FIGURA 24 – Diagramas estruturais da foliação Sn. Diagramas de contorno de polos máximos. Schmidt-Lambert, hemisfério inferior. (G) Pedreira Pussoli. (H) Pedreira São Jorge. (I) Pedreira Transebra. (J) Pedreira Inecol.	128
FIGURA 25 – Estereograma de eixos de dobras (Bn). Schmidt-Lambert, hemisfério inferior. N = 46.....	128
FIGURA 26 – Tipos de dobras encontrados nos metatexitos estromáticos da pedreira Atuba. (A) Dobras <i>shear-folds</i> . (B) Dobras ptigmáticas. (C) Dobras em cúspide. (D) Banda de cisalhamento superimposta ao bandamento gnáissico. O leucossoma mais grosso ocorre paralelo à banda de cisalhamento.....	129
FIGURA 27 – Estereograma de lineações de estiramento mineral para a foliação Sn. Schmidt-Lambert, hemisfério inferior. N = 54	129
FIGURA 28 – Mapas de fases. (A) Pedreira Costa. (B) Pedreira Costa (granitoide). (C) Pedreira Central. (D) Pedreira Greca. (E) Pedreira Inecol. (F) Pedreira Artcipe. (G) Pedreira Atuba. (H) Pedreira São Jorge.....	130
FIGURA 29 – Mapas de contraste de bandas. (A) Pedreira Costa. (B) Pedreira Costa (granitoide). (C) Pedreira Central. (D) Pedreira Greca. (E) Pedreira Inecol. (F) Pedreira Artcipe. (G) Pedreira Atuba. (H) Pedreira São Jorge	131
FIGURA 30 – Mapas de figura de polo inverso com relação ao eixo X da amostra. A legenda de cores é utilizada para os cristais de quartzo. (A) Pedreira Costa. (B) Pedreira Costa (granitoide). (C) Pedreira Central. (D) Pedreira Greca. (E) Pedreira Inecol. (F) Pedreira Artcipe. (G) Pedreira Atuba. (H) Pedreira São Jorge	132
FIGURA 31 – Mapas de figura de polo inverso com relação ao eixo Z da amostra. A legenda de cores é utilizada para os cristais de quartzo. (A) Pedreira Costa. (B) Pedreira Costa (granitoide). (C) Pedreira Central. (D) Pedreira Greca. (E) Pedreira Inecol. (F) Pedreira Artcipe. (G) Pedreira Atuba. (H) Pedreira São Jorge	133
FIGURA 32 – Figuras de polo da albita, anortita, feldspato potássico e quartzo. Local: pedreira Central.....	134
FIGURA 33 – Figuras de polo da albita, anortita, feldspato potássico e quartzo. Local: pedreira Greca	134
FIGURA 34 – Figuras de polo da albita, anortita, feldspato potássico e quartzo. Local: pedreira Costa (migmatito).....	135
FIGURA 35 – Figuras de polo da albita, anortita, feldspato potássico e quartzo. Local: pedreira Costa (granitoide).....	135

FIGURA 36 – Figuras de polo da albita, anortita, feldspato potássico e quartzo. Local: pedreira Artecipe	136
FIGURA 37 – Figuras de polo da albita, anortita, feldspato potássico e quartzo. Local: pedreira Atuba.....	136
FIGURA 38 – Figuras de polo da albita, anortita, feldspato potássico e quartzo. Local: pedreira São Jorge.....	137
FIGURA 39 – Figuras de polo da albita, anortita, feldspato potássico e quartzo. Local: pedreira Inecol.....	137
FIGURA 40 – Figuras de polo inverso para o quartzo. São representadas para as direções X, Y e Z.....	138
FIGURA 41 – Distribuição do tamanho de grãos de albita, anortita, K-feldspato e quartzo para todas as amostras analisadas, continuação.....	139
FIGURA 41 – Distribuição do tamanho de grãos de albita, anortita, K-feldspato e quartzo para todas as amostras analisadas.....	140
FIGURA 42 – Histogramas de <i>misorientation</i> para todos os minerais analisados. (1-4) Pedreira Costa (migmatito). (5-8) Pedreira Costa (granitoide). (9-12) Pedreira Central. (13-16) Pedreira Greca. LEGENDA: Ab – albita. An – anortita. Fsp – feldspato. Qz – quartzo, continuação	141
FIGURA 42 – Histogramas de <i>misorientation</i> para todos os minerais analisados. (17-20) Pedreira Inecol. (21-24) Pedreira Artecipe. (25-28) Pedreira Atuba. LEGENDA: Ab – albita. An – anortita. Fsp – feldspato. Qz – quartzo, continuação	142
FIGURA 42 – Histogramas de <i>misorientation</i> para todos os minerais analisados. (29-32) Pedreira São Jorge. LEGENDA: Ab – albita. An – anortita. Fsp – feldspato. Qz – quartzo.....	143

Artigo 3

FIGURA 1 – Localização e acessos à área de estudo. Os números entre parênteses e os afloramentos de corte de estrada representam as amostras utilizadas nos métodos de quantificação da deformação. Fonte: modificado de Chavez-Kus & Salamuni (2008); Cunha (2016)	156
FIGURA 2 – Mapa geológico da porção centro-sul do Cinturão Ribeira. Fonte: modificado de Passarelli et al. (2018)	158

FIGURA 3 – Aquisição da imagem, procedimentos e determinação dos métodos de quantificação da deformação. Fonte: modificado de Rodrigues et al. (2009).....	160
FIGURA 4 – Mapa geológico simplificado da porção leste do Estado do Paraná, evidenciando o Complexo Atuba e arredores. Falhas e zonas de cisalhamento: FMA (Falha do Morro Agudo); FC (Falha do Cerne); ZCLC (Zona de Cisalhamento Lancinha-Cubatão); ZCC (Zona de Cisalhamento Curitiba). Fonte: modificado de Salamuni (1998).....	162
FIGURA 5 – Trajetórias das foliações encontradas na área de trabalho. Fonte: modificado de Salamuni (1998).....	163
FIGURA 6 – (A) Aspecto macroscópico da foliação Sn-1, caracterizada pela orientação de biotita e estiramento do feldspato. A orientação é N50W/45NE. Local: pedreira Inecol. (B) Quartzo com textura em tabuleiro de xadrez (polarizadores cruzados). Local: pedreira Artেকে. LEGENDA: Qz – quartzo.....	164
FIGURA 7 – Diagramas estruturais da foliação Sn-1. (A) Representação dos polos. (B) Diagrama de contorno de polos máximos. Schmidt-Lambert, hemisfério inferior. N = 331.....	164
FIGURA 8 – (A) Dobras <i>shear-folds</i> definida pelo leucossoma e o melanossoma com flanco rompido, em forma de cabo de guarda-chuva. Local: pedreira Artেকে. (B) Dobras assimétricas, cortadas pelo neossoma quartzo-feldspático. Local: pedreira Central. (C) Dobras em bainha. Local: pedreira Artেকে. (D) Redobramento de interferência do tipo 3, formando padrão em laço ou em chama. Local: pedreira Inecol.....	165
FIGURA 9 – Estereograma de lineações de estiramento mineral para a foliação Sn-1. Schmidt-Lambert, hemisfério inferior. N = 24	165
FIGURA 10 – (A) Porfiroclasto de oligoclásio com sombras de pressão, indicando movimentação de topo para SW (polarizadores cruzados). Local: pedreira Greca. (B) <i>Boudins</i> milimétricos, assimétricos, sugerindo transporte de topo para SW (polarizadores cruzados). Local: pedreira Greca. LEGENDA: PI – plagioclásio.....	166
FIGURA 11 – (A) Foliação Sn caracterizada pela orientação de faixas regulares compostas por leucossoma róseo e melanossoma cinza escuro. Ocorre estiramento de feldspatos e níveis orientados e anastomosados de biotita e epidoto. Local: pedreira São Jorge. (B) Foliação de baixo ângulo transposta pela foliação Sn de alto ângulo de mergulho. Local: pedreira São Jorge..	167

FIGURA 12 – Diagramas estruturais da foliação Sn. (A) Representação dos polos. (B) Diagrama de contorno de polos máximos. Schmidt-Lambert, hemisfério inferior. N = 594.....	167
FIGURA 13 – (A) Cristal de microclínio com geração de novos grãos finos por <i>bulging</i> nas bordas (luz com polarizadores cruzados). Local: pedreira São Jorge. (B) Cristais de clorita e hornblenda fortemente orientados (luz com polarizadores cruzados). Local: pedreira Costa. (C) Aspecto macroscópico das dobras intrafoliares centimétricas. Local: pedreira Costa. (D) <i>Boudins</i> em nível leucocrático e dobras <i>shear-folds</i> centimétricas. Local: pedreira Atuba. (E) Sigmoidal sinistral de feldspato em metatexito estromático. (F) Par S-C com orientação sinistral para a foliação Sn. LEGENDA: Mc – microclínio. Hbl – hornblenda. Chl – clorita	168
FIGURA 14 – Método de Fry aplicado às rochas do Complexo Atuba, continuação ..	171
FIGURA 14 – Método de Fry aplicado às rochas do Complexo Atuba.....	172
FIGURA 15 – Método Polar aplicado aos migmatitos, anfibolitos e filonitos do Complexo Atuba, continuação.....	174
FIGURA 15 – Método Polar aplicado aos migmatitos, anfibolitos e filonitos do Complexo Atuba, continuação.....	175
FIGURA 15 – Método Polar aplicado aos migmatitos, anfibolitos e filonitos do Complexo Atuba.....	176
FIGURA 16 – Método Rf/φ aplicado às rochas do Complexo Atuba, continuação.....	177
FIGURA 16 – Método Rf/φ aplicado às rochas do Complexo Atuba.....	178
FIGURA 17 – Mapas de deformação (<i>strain maps</i>) para as rochas analisadas, continuação	179
FIGURA 17 – Mapas de deformação (<i>strain maps</i>) para as rochas analisadas.....	180
FIGURA 18 – (A) Diagrama de Flinn. (B) Diagrama de Nadai-Hsü. LEGENDA: Artecipe (1), Atuba (4), Central (7), Costa (10), Greca (13), Inecol (16), Paulo Leminski (19) e São Jorge (22).....	182
FIGURA 19 – Elipsóides de deformação. Todas as amostras representam elipsóides oblatos. LEGENDA: Artecipe (1), Atuba (4), Central (7), Costa (10), Greca (13), Inecol (16), Paulo Leminski (19) e São Jorge (22). A flecha preta observada em todas as figuras configura o norte.....	182
FIGURA 20 – Diagramas de Schmidt (hemisfério inferior) dos eixos dos elipsóides de deformação. Cada diagrama contém N = 3. Vermelho = X, verde = Y, azul = Z.	

LEGENDA: Artecipe (1), Atuba (4), Central (7), Costa (10), Greca (13), Inecol (16), Paulo Leminski (19) e São Jorge (22) 182

FIGURA 21 – Dados provenientes do método de Fry: (A) Diagrama de Flinn. (B) Diagrama de Nadai-Hsü. Dados provenientes do método Polar: (C) Diagrama de Flinn. (D) Diagrama de Nadai-Hsü. Dados provenientes do método R_f/ϕ : (E) Diagrama de Flinn. (F) Diagrama de Nadai-Hsü..... 183

LISTA DE QUADROS

Tese

QUADRO 1 – Dados geocronológicos do Complexo Atuba	63
--	----

LISTA DE TABELAS

Tese

TABELA 1 – Estruturação da tese.....	32
TABELA 2 – Parâmetros para a descrição de rochas	38
TABELA 3 – Parâmetros para a descrição de cada fase mineral.....	38
TABELA 4 – Diversas denominações existentes do Terreno Curitiba.....	55
TABELA 5 – Litotipos do Complexo Atuba. Fonte: modificado de Salamuni (1998)	59
TABELA 6 – Coluna estratigráfica da Formação Capiçu. Fonte: Fiori e Gaspar (1993)	66

Artigo 1

TABELA 1 – Principais métodos de realce e suas atribuições	87
--	----

Artigo 2

TABELA 1 – Fases minerais das lâminas analisadas	131
--	-----

Artigo 3

TABELA 1 – Parâmetros de deformação obtidos pelo método de Fry. LEGENDA: N: número de medidas. A: raio máximo da elipse. B: raio mínimo da elipse. R: razão da elipse = a/b . ϕ : orientação do maior eixo da elipse	170
TABELA 2 – Parâmetros de deformação obtidos pelo método Polar. LEGENDA: N: número de medidas. R: razão da elipse = a/b . ϕ : orientação do maior eixo da elipse.	173
TABELA 3 – Parâmetros de deformação obtidos pelo método R_f/ϕ . LEGENDA: N: número de medidas. R: razão da elipse = a/b . ϕ : orientação do maior eixo da elipse.	176
TABELA 4 – Parâmetros obtidos pelo método de Shan (2008)	181
TABELA 5 – Parâmetros de deformação utilizados para construção dos diagramas de Flinn e Hsü. As letras A, B e C representam os eixos dos elipsoides e a letra N reflete o número da amostra	183

LISTA DE SIGLAS

UFPR	– Universidade Federal do Paraná
CAPES	– Coordenação de Aperfeiçoamento de Pessoal de Nível Superior
NUGEO	– Núcleo de Geoprocessamento
LAMIN	– Laboratório de Laminação Petrográfica
LAMIR	– Laboratório de Análise de Minerais e Rochas
LAPEM	– Laboratório Didático de Microscopia
SIG	– Sistema de Informação Geográfica
MTB	– Michelangelo Tissi Baldin
CMA	– Campo Magnético Anômalo
CMA-RTP	– Campo Magnético Anômalo Reduzido ao Polo
GHT	– Gradiente Horizontal Total
ASA	– Amplitude do Sinal Analítico
ISA	– Inclinação do Sinal Analítico
ISA-GHT	– Inclinação do Sinal Analítico do Gradiente Horizontal Total
K	– Potássio
Th	– Tório
U	– Urânio
CTEXP	– Mapa de Contagem Total
GA	– Grupo Açungui
FG	– Formação Guabirotuba
GC	– Granito do Cerne
GUA	– Granito Guajuvira
CA	– Complexo Atuba
SSM	– Suíte Serra do Mar
ZCC	– Zona de Cisalhamento Curitiba
ZCLC	– Zona de Cisalhamento Lancinha-Cubatão
FMA	– Falha do Morro Agudo
FC	– Falha do Cerne
MEV	– Microscópio Eletrônico de Varredura
EBSD	– Difração de Elétrons Retroespalhados
OPC	– Orientação Preferencial Cristalográfica
EBSP	– Padrão de Elétrons Retroespalhados

Pl	– Plagioclásio
Qz	– Quartzo
Hbl	– Hornblenda
Bt	– Biotita
Di	– Diopsídio
En	– Enstatita
Grt	– Granada
Mc	– Microclínio
Ab	– Albita
An	– Anortita
Fsp	– Feldspato
IPF	– Figura de Polo Inverso
N	– Número de Medidas
R	– Razão da Elipse
Φ	– Orientação do Maior Eixo da Elipse
A	– Raio Máximo da Elipse
B	– Raio Mínimo da Elipse
X	– Eixo Máximo
Y	– Eixo Intermediário
Z	– Eixo Mínimo
ISA	– Eixo de Encurtamento Instantâneo

SUMÁRIO

1	INTRODUÇÃO	26
1.1	JUSTIFICATIVA.....	28
1.2	LOCALIZAÇÃO E ACESSOS	29
1.3	OBJETIVO GERAL.....	31
1.3.1	Objetivos Específicos	31
1.4	ESTRUTURAÇÃO DO TRABALHO	32
2	MATERIAIS E MÉTODOS	33
2.1	LEVANTAMENTO BIBLIOGRÁFICO.....	34
2.2	SISTEMA DE INFORMAÇÃO GEOGRÁFICA (SIG)	34
2.3	MÉTODOS AEROGEOFÍSICOS	34
2.4	CAMPANHAS DE CAMPO	36
2.5	PETROGRAFIA E MICROTECTÔNICA.....	37
2.6	CLASSIFICAÇÃO DE FEIÇÕES ESTRUTURAIS DÚCTEIS	39
2.7	ANÁLISE ESTRUTURAL.....	40
2.8	ANÁLISE DA ORIENTAÇÃO PREFERENCIAL CRISTALOGRÁFICA POR EBSD	40
2.9	ANÁLISE DA QUANTIFICAÇÃO DA DEFORMAÇÃO PELO MÉTODO DE FRY, RF/ Φ , POLAR, FLINN E NADAI-HSÜ	44
2.9.1	Método de Fry	46
2.9.2	Método Rf/ ϕ	47
2.9.3	Método Polar de Elliott.....	48
2.9.4	Diagrama de Flinn	49
2.9.5	Diagrama Nadai-Hsü	50
2.9.6	Amostragem e procedimentos de análise.....	50
2.9.7	<i>Software</i> EllipseFit.....	51
3	CONTEXTO GEOLÓGICO.....	52
3.1	SÍNTESE DO ARCABOUÇO REGIONAL	52
3.2	PROVÍNCIA MANTIQUEIRA	52
3.3	CINTURÃO RIBEIRA.....	53
3.4	GEOLOGIA LOCAL	55
3.4.1	Terreno Curitiba.....	55
3.4.2	Complexo Atuba	56

3.4.3	Suíte Rio Piên-Mandirituba	62
3.4.4	Complexo Turvo-Cajati	64
3.4.5	Formação Capiçu	65
3.4.6	Formação Setuva	66
3.4.7	Corpos graníticos no Terreno Curitiba	68
4	FUNDAMENTAÇÃO TEÓRICA	70
4.1	MIGMATITO: DEFINIÇÃO E GÊNESE	70
4.1.1	Classificação morfológica dos migmatitos	71
4.1.1.1	Divisão morfológica de primeira ordem: metatexito e diatexito	72
4.1.1.2	Divisão morfológica de segunda ordem	74
4.1.1.3	Divisão morfológica de terceira ordem: migmatitos com estruturas dobradas e migmatitos com estruturas em veios	76
4.2	MICROESTRUTURAS	77
4.2.1	Evidências microestruturais do estado magmático	77
4.2.2	Evidências microestruturais do estado sólido	78
4.2.3	Transições do estado magmático para o estado sólido	79
4.3	DEFORMAÇÃO MULTIFÁSICA E DEFORMAÇÃO PROGRESSIVA	81
5	RESULTADOS	84
5.1	AEROMAGNETOMETRIA E AEROGAMAESPECTROMETRIA DO COMPLEXO ATUBA E ARREDORES, LESTE DO ESTADO DO PARANÁ	84
5.2	PETROGRAFIA, MICROESTRUTURA E MECANISMOS DE DEFORMAÇÃO EM CRISTAIS DE QUARTZO E FELDSPATOS NAS ROCHAS DO COMPLEXO ATUBA (TERRENO CURITIBA – CINTURÃO RIBEIRA MERIDIONAL), LESTE DO ESTADO DO PARANÁ	104
5.3	QUANTIFICAÇÃO DA DEFORMAÇÃO EM METATEXITOS ESTROMÁTICOS E ROCHAS ASSOCIADAS DO COMPLEXO ATUBA, CINTURÃO RIBEIRA MERIDIONAL	154
6	CONSIDERAÇÕES FINAIS	195
7	REFERÊNCIAS	197

1 INTRODUÇÃO

Os terrenos metamórficos de alto grau ocupam grande parte do território brasileiro e ocorrem ao longo de faixas móveis na região costeira, bem como nas bordas e no interior de crátons, formando uma extensa área da crosta continental. O estudo da evolução desses terrenos é complexo, considerando-se os diversos processos deformacionais que atuaram ao longo do tempo geológico, havendo lacunas que necessitam ser explanadas. Nesse contexto, a fusão parcial pode ser considerada um processo importante na geração de rochas. Em geral, porque está associada ao metamorfismo de alto grau e tende a obliterar estruturas mais antigas durante sucessivos eventos de fusões parciais ou formar várias associações litológicas derivadas de um mesmo protólito (Melo e Oliveira 2013).

As faixas móveis tendem a se originar da colagem de diversos terrenos e podem compor fragmentos de diferentes ambientes, idades e paleogeografias. Foram acrescidas em zonas de convergência de placas de modo progressivo (Howell 1995). Segundo o mesmo autor, um terreno composto possui uma história geológica anterior à colagem e é gerado pela colagem entre dois ou mais terrenos, como é o quadro dos terrenos localizados no leste paranaense e sul do Estado de São Paulo, designados de Curitiba, Paranaguá e Luís Alves.

A presente pesquisa envolve um estudo multiescala baseado em mapeamento lito-estrutural, métodos aerogeofísicos, observações geológicas, petrográficas, microestruturais, análises da deformação e medidas de orientação preferencial cristalográfica (OPC) através da técnica de difração de elétrons retroespalhados (EBSD), das rochas metamórficas de médio a alto grau do Complexo Atuba (Siga Junior et al. 1995), inseridas no âmbito do Terreno Curitiba (Siga Junior 1995, Siga Junior et al. 1995, Basei et al. 1998), na porção leste do Estado do Paraná, onde se deseja discutir os principais traços da evolução geológica do Complexo Atuba e integrá-los no cenário tectônico regional.

O Terreno Curitiba está limitado geologicamente a noroeste pelas sequências metassedimentares dos Grupos Açungui e Setuva, e a sudeste pelos gnaisses granulíticos do Terreno Luís Alves (Fuck et al. 1967a, Basei et al. 1990, Siga Junior et al. 1995, Salamuni 1998). Ao norte da área de trabalho ocorre a Zona de Cisalhamento Curitiba de direção NE-SW (Salamuni et al. 2010) e a Zona de

Cisalhamento Lancinha-Cubatão-Itariri. Ao sul verifica-se a Zona de Cisalhamento Piên (FIGURA 1).

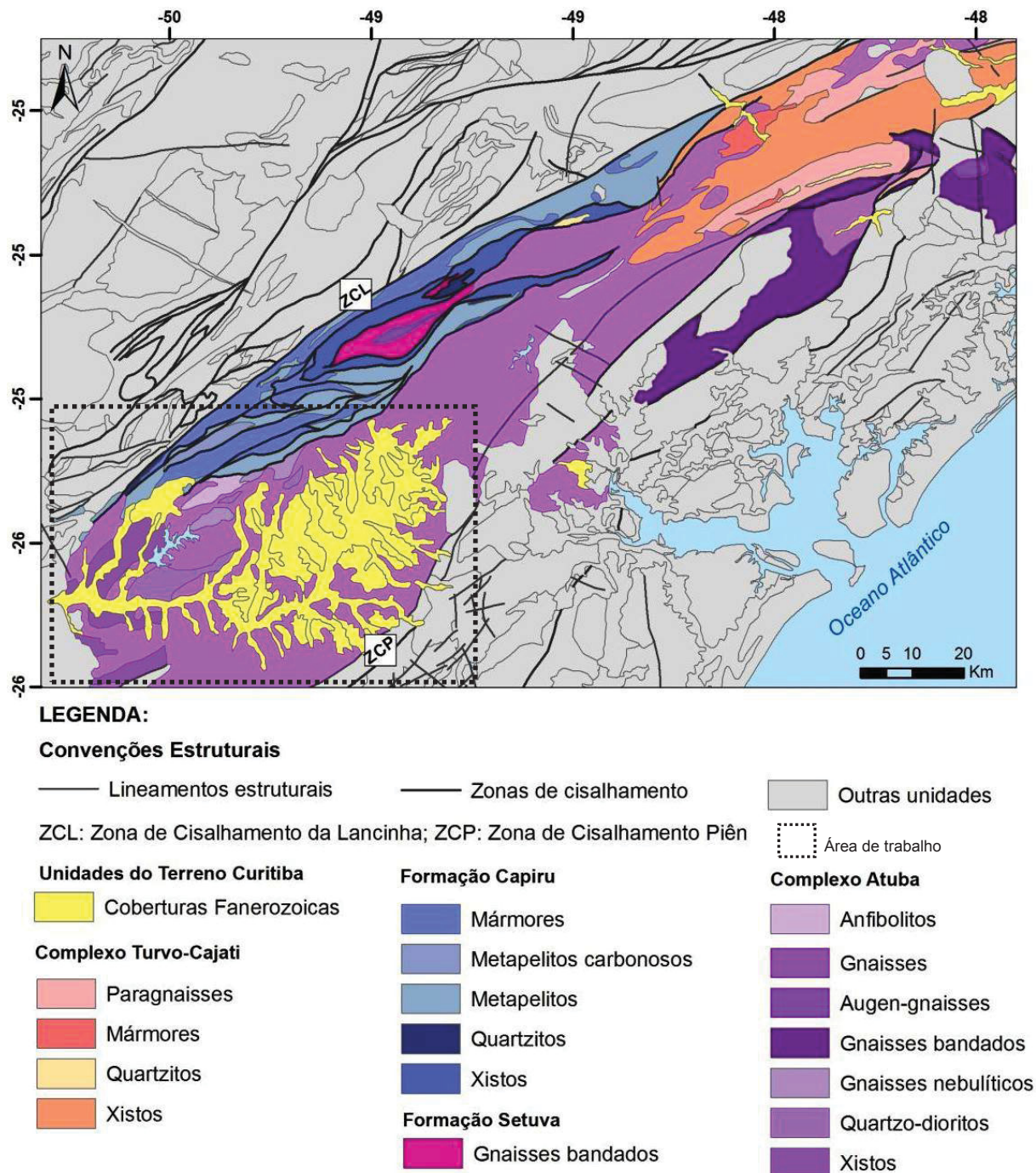


FIGURA 1 – Mapa geológico das unidades do Terreno Curitiba com suas principais zonas de cisalhamento. Fonte: modificado de Santos (2017).

Segundo Silva et al. (1998) o Complexo Atuba é formado por gnaisses bandados, migmatíticos, intercalados por corpos anfibolíticos, xistos magnesianos e gnaisses granulíticos. Apresenta ainda paragnaisses, quartzitos, quartzo xistos,

micaxistos e gnaisses graníticos (Bigarella e Salamuni 1959, Batola Junior et al. 1981).

A carência de trabalhos que discute as fases de deformação dúcteis dos migmatitos do Complexo Atuba e a necessidade da obtenção de dados microtectônicos para compreender a distribuição da deformação das diferentes fases, estimulou grande interesse nas pesquisas ora apresentadas. Assim, o estudo no Complexo Atuba, com base em tectonitos gerados em deformação dúctil, tem sido importante para auxiliar na compreensão dos regimes tectônicos, feições texturais, geometria estrutural, cinemática, mecanismos de deformação e eventos superimpostos.

Na cartografia geológica local, relacionada à região de trabalho, destacam-se o Mapa Geológico do Paraná em escala 1:650.000 (Mineropar 2006a), a Folha de Curitiba (SG.22-X-D) em escala 1:250.000 (Mineropar 2006b) e a Carta Geológica da Folha Curitiba (SG.22-X-D-I) de escala 1:100.000 (CPRM 1999).

1.1 JUSTIFICATIVA

Meira (2014) ressaltou que a pesquisa geológica de terrenos policíclicos tem como propósito a caracterização petrográfica, a determinação litoestratigráfica e a hierarquização cronológica da deformação, inclusive com respeito a reativações tectônicas associadas aos processos metamórficos que operaram na sua formação. Passchier e Trouw (2005) ressaltaram que a partir da análise microscópica em rochas é possível compreender a história evolutiva estrutural e metamórfica de uma área em apreço.

Os migmatitos do Complexo Atuba estão inseridos no contexto estrutural do Terreno Curitiba e embora sejam objeto de trabalho de diversos autores (Fuck et al. 1967a, Basei et al. 1992, Siga Junior 1995, Siga Junior et al. 1995, Basei et al. 1998, Sato et al. 2003, Faleiros 2008, dentre outros), possuem poucos estudos específicos relacionados à geologia estrutural. Do ponto de vista acadêmico existem lacunas nas pesquisas relativas à análise estrutural e em microtectônica, incluindo a quantificação da deformação e a análise via EBSD na unidade de interesse. O estudo realizado não se limita apenas ao Estado do Paraná e ao Cinturão Ribeira, mas também tem como interesse o entendimento da história de amalgamação do supercontinente Gondwana.

As rochas do Complexo Atuba estiveram sujeitas a fases de deformação sucessivas, tendo como consequência uma superposição de estruturas. Trata-se de uma unidade estudada de modo pontual, principalmente no município de Curitiba (pedreira Atuba), havendo necessidade de comparação entre os vários maciços que a compõem. O avanço no conhecimento do Complexo Atuba pode ajudar no melhor entendimento da deformação dúctil ocorrida no Pré-Cambriano e na caracterização da microtrama de minerais submetidos a diferentes contextos tectonometamórficos, justificando assim a realização de novas investigações.

O escopo geral da tese refere-se ao detalhamento do Complexo Atuba, desde a escala microscópica até a escala macroscópica local. A base é a descrição do arcabouço estrutural dos tectonitos; a determinação dos regimes tectônicos; os mecanismos de deformação registrados e a caracterização microtectônica, fundamentada na quantificação da deformação e nas medidas de orientação preferencial cristalográfica, numa tentativa de conhecer as condicionantes tectônicas na evolução das rochas do Complexo Atuba. Também se procura integrar as informações de campo e laboratório com os dados isotópicos da literatura, após o reconhecimento das fases deformacionais encontradas na porção de estudo.

As principais questões a serem respondidas nesta tese são:

- (a) as informações microestruturais corroboram com os aspectos descritos e determinados em campo?
- (b) quais são os aspectos microestruturais e texturais observados nos diferentes locais estudados?
- (c) quais são os processos de recristalização do quartzo e feldspatos, através da análise microscópica?
- (d) quais são os tectonitos gerados, segundo os diagramas de Flinn e Hsü?
- (e) quais são os diferentes mecanismos de deformação intracristalina do quartzo e feldspatos que atuaram nos migmatitos do Complexo Atuba?
- (f) qual é a compreensão geológica-tectônica do Complexo Atuba?

1.2 LOCALIZAÇÃO E ACESSOS

A área de estudo localiza-se no leste do Estado do Paraná, na cidade de Curitiba e regiões circunvizinhas, abrangendo os municípios de Colombo, Campo

Largo, Balsa Nova, Quitandinha e São José dos Pinhais (FIGURA 2). Abrange as longitudes oeste 49°00 e 49°50 e as latitudes sul 25°00 e 26°00.

A área conta com boa rede viária. O acesso principal à porção de interesse pode ser feito pela BR-116, BR-277, BR-376, BR-476, PR-423, PR-090 e PR-417, todas pavimentadas e com possibilidade de tráfego durante o ano todo. Os catorze afloramentos-chave estão situados nas pedreiras Greca (n° 8), Central (n° 3), Maringá (n° 2), Atuba (n° 6), Inecol (n° 4), Pussoli (n° 12), Transembra (n° 13), Tanguá (n° 14), Paulo Leminski (n° 5), Roça Grande (n° 7), Costa (n° 10), Marc Mineração (n° 11), Artecipe (n° 9) e São Jorge (n° 1) (Figura 2). Todavia também foram estudados afloramentos isolados do Complexo Atuba em cortes de estrada, com ótimas exposições. Estes foram escolhidos devido ao interesse estrutural, acesso e representatividade.

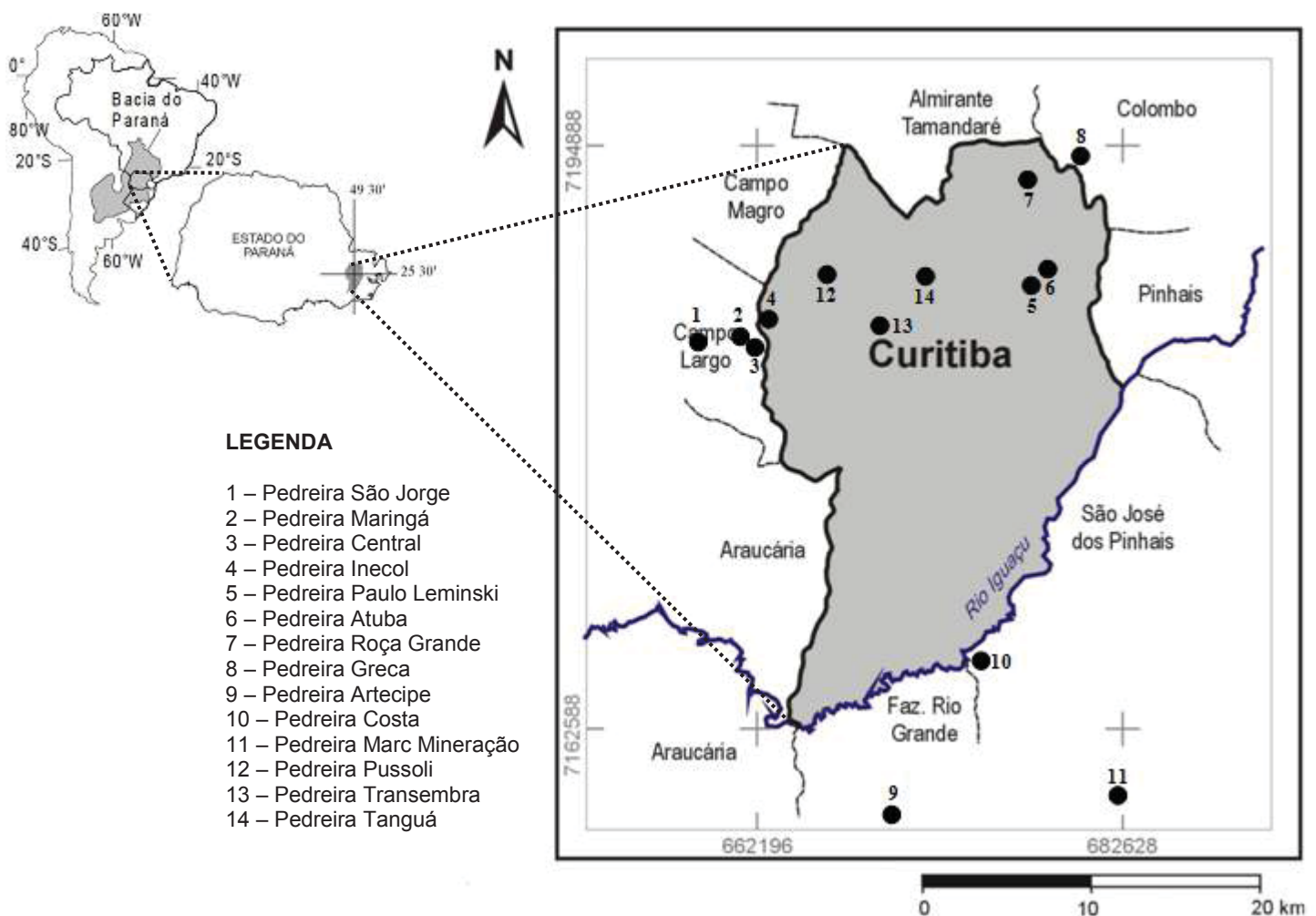


FIGURA 2 – Localização e acessos à área de estudo. Fonte: modificado de Salamuni et al. (2004), Chavez-Kuz (2003).

1.3 OBJETIVO GERAL

O principal objetivo da tese é a caracterização da deformação dúctil macro e microscópica em tectonitos do Complexo Atuba, com vistas à determinação de suas fases tectonoestruturais superpostas, de acordo com as características descritivas e relações de corte. Inclui-se nesse contexto a análise estrutural geométrica, cinemática e eventualmente a análise dinâmica dos tectonitos dúcteis.

1.3.1 Objetivos Específicos

Os objetivos específicos do trabalho são:

- a) Determinar os litotipos aflorantes nas pedreiras de pesquisa;
- b) Evidenciar e detalhar o estudo do arcabouço estrutural das pedreiras e arredores, correspondentes ao Complexo Atuba no Estado do Paraná;
- c) Interpretar os dados aerogeofísicos (magnetometria e gamaespectrometria);
- d) Identificar as paragêneses minerais e sua distribuição espacial;
- e) Determinar as condições metamórficas atuantes durante as fases de deformação e o regime tectônico geral das estruturas;
- f) Descrever os componentes microestruturais que ocorrem nas rochas da área de trabalho e definir o nível estrutural da deformação;
- g) Caracterizar os mecanismos de deformação e de recristalização que atuaram nos tectonitos presentes;
- h) Quantificar a microdeformação por meio dos métodos de Fry, Polar, Rf/ϕ , Flinn e Nadai- Hsü, com determinação das razões de deformação e dos tipos de elipsoides de deformação finita;
- i) Definir a orientação preferencial cristalográfica (OPC) e desorientação (misorientation) dos cristais de quartzo e feldspatos nos migmatitos, através da técnica de elétrons retro-espalhados (EBSD);
- j) Identificar as fases, avaliar a deformação e o tamanho verdadeiro dos grãos com o EBSD;
- k) Contribuir para o entendimento do arranjo estrutural e tectônico do Terreno Curitiba.

1.4 ESTRUTURAÇÃO DO TRABALHO

Os resultados alcançados a partir da pesquisa serão mostrados na forma de 3 artigos científicos que compõem o volume da Tese.

A pesquisa está dividida em oito capítulos: o Capítulo I traz uma introdução sobre o tema da pesquisa, justificativa, localização e acessos, objetivos e a estrutura da tese; o Capítulo II traz os materiais e métodos empregados na pesquisa de doutorado; o Capítulo III caracteriza-se por uma revisão sobre a geologia regional da área de trabalho; o Capítulo IV mostra o estado da arte sobre os principais temas utilizados na tese; o Capítulo V apresenta os resultados obtidos nas campanhas de campo, laboratório e escritório, na forma de três artigos. Estes estão formatados de acordo com as normas de cada revista. O primeiro artigo relaciona-se à determinação dos limites geológicos, arcabouço estrutural e litologias utilizando os métodos aerogeofísicos. O segundo artigo discute as feições microestruturais, mecanismos de deformação e análise textural em metatexitos estromáticos do Complexo Atuba. O terceiro artigo trata da geologia estrutural e da quantificação da deformação das rochas presentes na área de estudo. A estruturação da pesquisa de doutorado está sintetizada na Tabela 1. O Capítulo VI exhibe as principais conclusões alcançadas com a pesquisa e o Capítulo VII lista todas as referências usadas no documento, incluindo aquelas citadas dos artigos.

TABELA 1 – Estruturação da tese.

CAPÍTULOS DA TESE	ARTIGOS
1 – Introdução	
2 – Materiais e Métodos	
3 – Contexto Geológico	
4 – Fundamentação Teórica	Artigo 1: Aeromagnetometria e Aerogamaespectrometria do Complexo Atuba e arredores, leste do Estado do Paraná (submetido para a Geologia USP. Série Científica)
5 – Resultados	Artigo 2: Petrografia, microestrutura e mecanismos de deformação em cristais de quartzo e feldspatos nas rochas do Complexo Atuba (Terreno Curitiba – Cinturão Ribeira Meridional), leste do Estado do Paraná (será traduzido para o inglês e submetido para a Brazilian Journal of Geology)
	Artigo 3: Quantificação da deformação em metatexitos estromáticos e rochas associadas do Complexo Atuba, porção leste do Estado do Paraná (submetido para a Revista de Geociências - UNESP)
6 – Considerações Finais	
7 – Referências	

2 MATERIAIS E MÉTODOS

A pesquisa foi desenvolvida por meio do levantamento e tratamento dos dados integrados em uma rotina de trabalho, de acordo com os métodos descritos a seguir, subdivididos em itens. O fluxograma observado na Figura 3 resume as etapas propostas nesta tese.

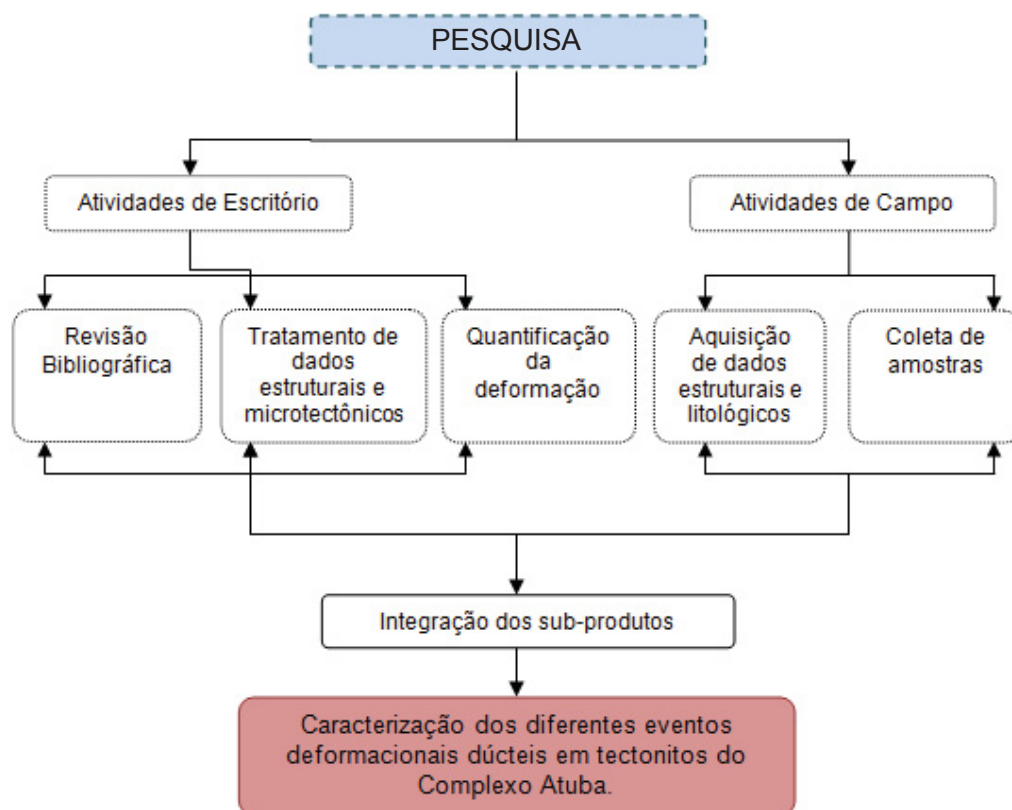


FIGURA 3 – Fluxograma esquemático ilustrando as atividades do doutorado.

Para o trabalho foi confeccionado um banco de dados contendo informações de dissertações, teses, livros, relatórios, artigos e mapas, proporcionando um melhor entendimento geológico e estrutural das pedreiras de estudo. O estudo foi realizado em escala de detalhe, conectado às questões regionais do Terreno Curitiba. Foi dividido em levantamento bibliográfico, geração do sistema de informação geográfica (SIG), campanhas de campo, petrografia e microtectônica, classificação de feições estruturais dúcteis, análise estrutural, análise de orientação preferencial cristalográfica por EBSD e análise da quantificação da deformação pelo método de Fry (Fry 1979), Polar de Elliott (Elliott 1970) e Rf/ϕ (Ramsay 1967).

2.1 LEVANTAMENTO BIBLIOGRÁFICO

A atual pesquisa se iniciou com o levantamento bibliográfico, visando o entendimento do contexto geológico do leste paranaense, de acordo com seus aspectos petrográficos, estruturais, metamórficos e geocronológicos. Foram consultados pôsteres, artigos, teses, dissertações, resumos e livros na Biblioteca de Ciência e Tecnologia da UFPR e no Portal de Periódico da Capes. De forma concomitante, ocorreram estudos sobre os métodos e conceitos utilizados para obtenção dos objetivos. Também foram realizadas pesquisas sobre o estado da arte da geologia estrutural, microtectônica, mecanismos de deformação, petrologia metamórfica e ígnea.

2.2 SISTEMA DE INFORMAÇÃO GEOGRÁFICA (SIG)

O banco de dados foi organizado a partir dos resultados geológicos extraídos da Folha de Curitiba, escala 1:250.000 (Mineropar 2006b), da Folha de Ponta Grossa, escala 1:250.000 (Mineropar 2006c), do Mapa Geológico do Paraná em escala 1:650.000 (Mineropar 2006a), da Carta Geológica da Folha Curitiba (SG.22-X-D-I) de escala 1:100.000 (CPRM 1999) e da Folha Curitiba (SG.22), escala 1:1.000.000 (CPRM 2004), além de imagens de satélite obtidas através do serviço *Google Earth Pro*. O sistema de coordenadas utilizado na elaboração do banco de dados foi o SAD-69/UTM-22S. Foi produzido um mapa de pontos, com a localização e identificação dos afloramentos e um mapa geológico com as atitudes das foliações principais. Os dados obtidos orientaram as atividades de campo, no sentido de que foram priorizadas as pedreiras e porções da área de estudo para as quais havia mais informações geológicas e estruturais disponíveis.

2.3 MÉTODOS AEROGEOFÍSICOS

A aerogamaespectrometria é um método que auxilia na cartografia de diferentes litologias. Para a interpretação dos domínios gamaespectrométricos do Complexo Atuba foram utilizados os mapas do potássio total (%), do urânio (ppm) e do tório (ppm), além do mapa de contagem total (%).

A aeromagnetometria foi utilizada para definir o arcabouço estrutural da área e os limites de corpos com propriedades magnéticas próprias. Para esse método foram confeccionados os mapas do campo magnético anômalo (CMA), do campo magnético anômalo reduzido ao polo (CMA-RTP), do gradiente horizontal total (GHT), da amplitude do sinal analítico (ASA), da inclinação do sinal analítico (ISA) e da inclinação do sinal analítico do gradiente horizontal total (ISA-GHT).

Os dados aeromagnetométricos integrados deram origem ao mapa do campo magnético anômalo (CMA), utilizando-se o método de interpolação Bi-directional Gridding no *software* Geosoft Oasis Montaj 2007, versão 6.4.2, sendo que nesse caso a superfície gerada estará relacionada com os dados obtidos e as estimativas serão muito precisas. Posteriormente os dados foram reduzidos ao polo (Baranov 1957, Grant e Dodds 1972, MacLeod et al. 1993) e confeccionados segundo a localização e datas de aquisição, gerando o mapa do campo magnético anômalo reduzido ao polo (CMA-RTP). Nesse caso, as anomalias dipolares são transformadas em anomalias monopolares. Para a redução ao polo é essencial obter os dados da inclinação magnética, do campo total e da declinação magnética, a partir do *site* do Observatório Nacional – MCT. A partir desse novo mapa (CMA-RTP) foram produzidos os diversos métodos de realce das anomalias, que definiram estruturas e o arcabouço aeromagnético da área de estudo.

Os métodos de realce utilizados nesse trabalho são descritos logo abaixo:

- a) Gradiente Horizontal Total – GHT (Cordell e Grauch 1985): define os limites dos corpos e estruturas causadoras das anomalias. O detalhamento é maior quando se empregam derivadas de ordens superiores.
- b) Amplitude do Sinal Analítico – ASA (Nabighian 1972, Roest et al. 1992): produto da combinação dos gradientes horizontal e vertical (Blakely 1995). O método não é completamente independente da magnetização (Li 2006). Realça os limites dos corpos e varia com a profundidade e mergulho (Blakely 1995).
- c) Inclinação do sinal analítico – ISA (Nabighian 1972, Roest et al. 1992, Miller e Singh 1994): detecta fontes de campos potenciais e gera dados sobre suas extensões horizontais. Tem a propriedade de responder bem tanto para fontes rasas quanto para fontes profundas. Efetua algumas

estimativas sobre a susceptibilidade magnética das fontes e o mergulho (Thurston e Smith 1997). Realça principalmente o centro dos corpos.

- d) Inclinação do sinal analítico do gradiente horizontal total – ISA-GHT (Ferreira et al. 2010, 2013): é eficaz para a interpretação qualitativa de mapas magnetométricos e realça o gradiente horizontal total. Equaliza sinais provenientes de fontes rasas e profundas. Ressalta os máximos nas bordas e os mínimos nos centros.

2.4 CAMPANHAS DE CAMPO

Foram efetuadas 10 fases de campo com cerca de 3 dias em cada etapa, totalizando 30 dias. Durante o trabalho foram descritos 100 afloramentos (FIGURA 4), sendo alguns deles em cortes de estrada. O trabalho visou a descrição em detalhe de afloramentos situados ao longo das rodovias federais e estaduais (BR-116, BR-277, BR-376, BR-476, PR-423, PR-090 e PR-417) e em pelo menos catorze pedreiras ativas e desativadas correspondentes ao Complexo Atuba, para obtenção de dados geológicos e estruturais. O mapeamento da área foi favorecido pela ampla distribuição de estradas de direção NE e NW, que seccionam perpendicularmente as principais estruturas regionais. As pedreiras apresentam uma grande porção dos litotipos de interesse, com possibilidade de detalhamento das feições estruturais em centenas de metros e exposições tridimensionais.

O método utilizado para o levantamento de campo incluiu a coleta de dados estruturais (foliação, lineação, estiramento mineral, plano axial, eixo e flancos de dobras), seguindo os métodos sugeridos por Snoke et al. (1998). Estes propõem que a coleta de dados se aplica principalmente à trama principal, orientação e idade relativa.

Os afloramentos tiveram sua localização definida via GPS. As amostras de rochas foram coletadas sistematicamente e orientadas para estudos petrográficos, microtectônicos, EBSD, métodos de Fry, R_f/ϕ e Polar. A identificação das amostras foi dada pelas iniciais do nome do doutorando e número do afloramento (ex: MTB – 01). As fotografias de afloramentos foram obtidas por câmera digital, celular e auxiliadas por croquis de detalhe das estruturas de interesse e esquemas registrados na caderneta de campo. Posteriormente, estes croquis foram digitalizados no *software* Inkscape.

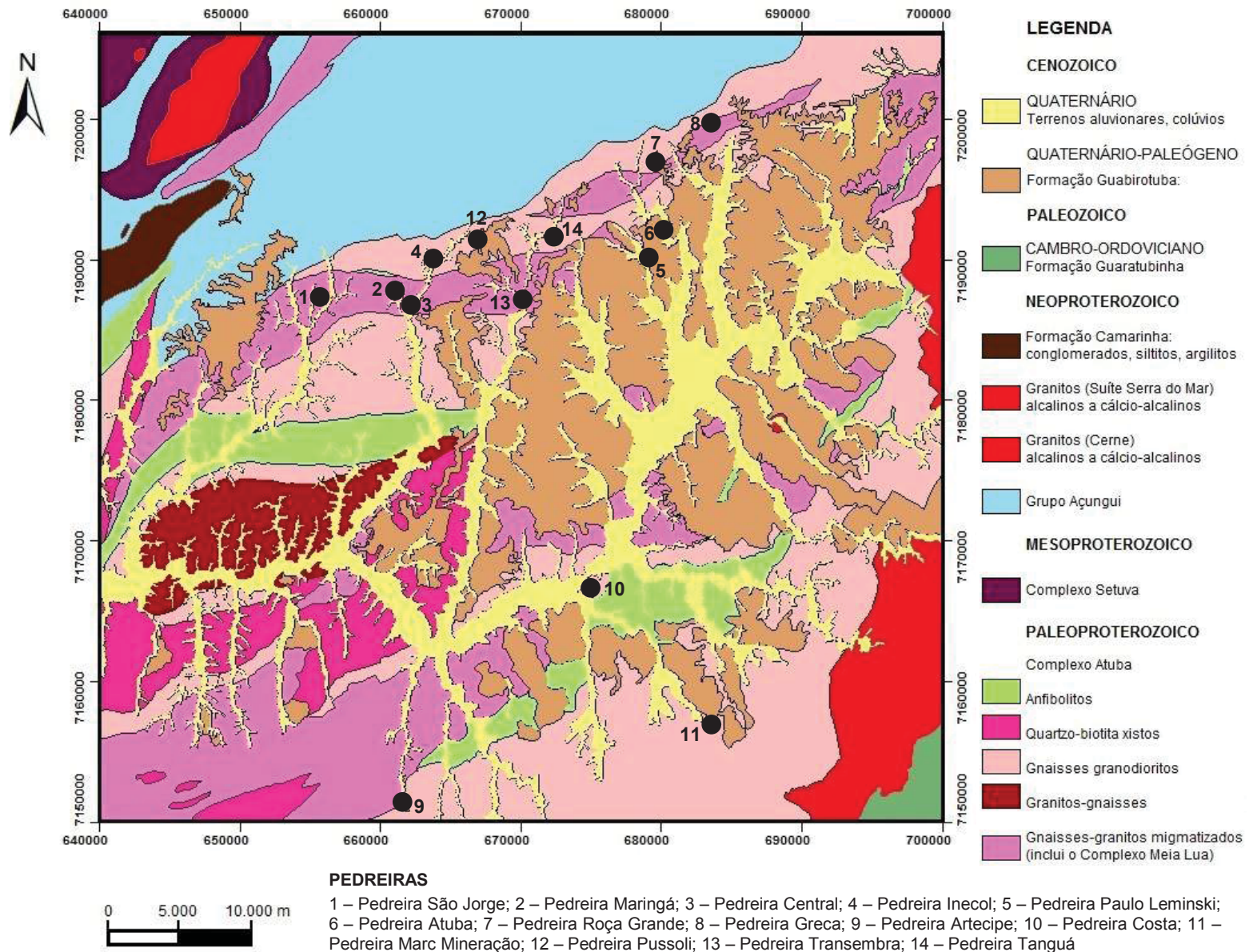


FIGURA 4 – Mapa de localização dos afloramentos descritos durante as etapas de campo. Fonte: modificado de Salamuni (1998).

2.5 PETROGRAFIA E MICROTECTÔNICA

A análise petrográfica iniciou-se em campo à vista desarmada ou com auxílio de lupa de mão. As descrições dos litotipos representativos tiveram como base a cor, mineralogia (com estimativa porcentual), granulação, textura e estrutura. Os parâmetros petrográficos são apresentados nas Tabelas 2 e 3. Foram confeccionadas 91 lâminas delgadas no Laboratório de Laminação Petrográfica (LAMIN) e no Laboratório de Análise de Minerais e Rochas (LAMIR). Estas foram descritas com outras 16 seções delgadas utilizadas no trabalho de Gonçalves (2012)

e 40 lâminas analisadas na pesquisa de Cabrita (2015), totalizando 147 lâminas delgadas.

TABELA 2 – Parâmetros para a descrição de rochas.

Descrição das rochas	
Identificação das fases minerais	Essenciais, Acessórios Porcentagens relativas
Textura	Granular Granular orientada Lepidoblástica, Nematoblástica Granoblástica, Porfiroblástica Milonítica
Forma do agregado	Poligonal, Interlobado, Ameboide
Orientação preferencial	Fortemente, Moderadamente Fracamente, Incipientemente Sem orientação preferencial

TABELA 3 – Parâmetros para a descrição de cada fase mineral.

Descrição de cada fase mineral	
Granulação	Muito fina (<0,5 mm) Fina (0,5 – 2 mm) Média (2 mm – 4 mm) Grossa (4 mm – 1 cm) Muito grossa (>1 cm)
Tamanho dos minerais	Equigranulares, Inequigranulares
Hábito	Granular, Fibroso Radial, Prismático Aciculares, Lamelar, Tabular
Contatos	Retilíneo, Denteado Curvo, Serrilhado Lobado, Irregular
Qualidades dos cristais	Euédrico, Subédrico, Anédrico
Abundância de minerais acessórios (número de cristais)	Raros (1), Poucos (2-4) Muitos (5-20), Abundantes (>20)
Feições de deformação	Maclas deformacionais Textura manto-núcleo Subgrãos, Novos grãos <i>Kink bands</i> , Extinção ondulante Bandas de deformação <i>Ribbons</i> , Microfraturas
Feições de alteração	Sericitização, Argilitização, Saussuritização
Feições de reação	Textura em corona
Zoneamento	
Inclusões	

A microscopia foi procedida nos microscópios petrográficos de luz transmitida (Olympus BX60 e LEICA DM 2500 P) do Laboratório Didático de Microscopia (LAPEM). Também foi utilizada uma lupa binocular com aumento máximo de 30 vezes (Olympus, modelo SZ40). As fotomicrografias foram obtidas com o auxílio do sistema de captura de imagens Olympus PM20 acoplada ao microscópio petrográfico do LAMIR. Para a captura de fotomicrografias foi utilizado o *software* Axio Vision (versão 4.8.2.0).

A amostragem foi realizada com controle estrutural e litológico. Em amostras orientadas foram confeccionadas lâminas perpendiculares à foliação (plano XY) e paralelas à lineação mineral (eixo X) para a caracterização microtectônica, baseada nos trabalhos clássicos de Ramsay e Huber (1983 e 1987) e nas propostas de Passchier e Trouw (2005) e Vernon (2004). A caracterização morfológica dos migmatitos seguiu as sugestões de Sawyer (2008). Na descrição microscópica foram enfatizadas as evidências de fusão parcial, as feições texturais, deformacionais, temporais e associações minerais dos principais litotipos estudados. Também foram caracterizadas as microestruturas de caráter magmático e/ou de estado sólido das rochas, para entendimento da reologia durante a deformação. Esses dados permitiram definir o protolito, estimar condições metamórficas e mecanismos de deformação e recristalização. As abreviações dos nomes dos minerais presentes foram indicadas conforme a proposta de Whitney e Evans (2010).

As rochas com características ígneas parcialmente preservadas foram classificadas de acordo com o diagrama QAPF para rochas plutônicas de Le Maitre et al. (2008). Os termos ígneos foram utilizados apenas no sentido composicional, para referenciar as proporções entre os minerais. As rochas metamórficas foram definidas segundo critérios mineralógicos, texturais e estruturais. Para estas se utilizaram os diagramas de Bucher e Grapes (2011) e Yardley (2004). Para desenhos digitais de fotos e fotomicrografias foi usado o *software* Inkscape.

2.6 CLASSIFICAÇÃO DE FEIÇÕES ESTRUTURAIS DÚCTEIS

As foliações foram classificadas quanto à morfologia, penetratividade, homogeneidade, hierarquia de superfícies estruturais e natureza reológica. Macroscopicamente foram classificadas segundo a sugestão de Twiss e Moores (2007). No microscópio ótico as foliações foram classificadas de acordo com a

nomenclatura de Passchier e Trouw (2005). As superfícies dúcteis da área de trabalho foram denominadas de Sn-1 e Sn.

A descrição das dobras foi baseada no ângulo interflancos, simetria dos flancos em relação ao plano axial, posição dos flancos e do plano axial e, no estilo. Quanto à classificação foi usado o diagrama de Rickard (1971) e Ragan (1985).

2.7 ANÁLISE ESTRUTURAL

Para a análise estrutural foi observada a distribuição das unidades em mapa e perfil para definir as relações de contato entre os corpos amostrados, o padrão das foliações e lineações, a hierarquização dos elementos estruturais, a relação da trama mineral, a identificação de texturas e a caracterização cinemática em lâminas delgadas na escala microscópica, através da análise multiescala e multitemática.

Os critérios de análise estrutural seguiram os conceitos de Hobbs et al. (1976), Ramsay (1980), Davis (1984), McClay (1987) e Fossen (2012). Para os métodos de análise descritiva e cinemática é usada a proposta de Ramsay (1980) e Fossen (2012). As estruturas lineares obedeceram a classificação sugerida por Twiss e Moores (2007).

Os dados estruturais (atitudes planares e lineares) foram organizados em uma tabela Excel (Office[®]), onde são inseridos os números dos pontos, coordenadas UTM, localizações geográficas, descrições das estruturas e atitudes. O tratamento estatístico dos dados foi feito no *software* Stereo 32 e Geotec Stereo, por meio da construção de estereogramas estruturais (Schmidt-Lambert), para melhor compreensão do padrão estrutural.

Devido à relação de superposição entre as estruturas dúcteis do Complexo Atuba, foi necessária uma atenção especial quanto à seleção dos dados de campo. Estabeleceram-se critérios quanto à ordenação cronológica relativa das foliações observadas na área de trabalho, como relações de corte, penetratividade, entre outros.

2.8 ANÁLISE DA ORIENTAÇÃO PREFERENCIAL CRISTALOGRÁFICA POR EBSD

O artigo que descreve de forma consistente o funcionamento da técnica de difração de elétrons retroespalhados em um microscópio eletrônico de varredura

(FIGURA 5) corresponde ao de Morales et al. (2007). Segundo os mesmos autores, essa ferramenta pode mapear a orientação cristalográfica de grãos de uma rocha, cerâmica ou metal. O EBSD também possibilita obter dados microestruturais quantitativos acerca da natureza cristalográfica dos semicondutores e identificar as fases, tamanho, orientação e borda de grão (Maitland e Sitzman 2007). É utilizado na análise de rochas deformadas de maneira dúctil ou dúctil/rúptil, visto que os processos responsáveis pela deformação ficam registrados na microestrutura e na orientação da rede cristalina de minerais (Morales et al. 2007). Segundo Prior et al. (1999) a técnica de EBSD permite mapear a orientação preferencial cristalográfica (OPC) de diferentes fases minerais. A formação de OPCs depende da quantidade de rotação durante a deformação (Passchier e Trouw 2005), temperatura, taxas de deformação e movimento do fluxo magmático (Kruckenberg et al. 2010). As OPCs podem se desenvolver durante a rotação de elementos tabulares e alongados, transferência de soluções e no crescimento mimético ou orientado de minerais (Morales 2006). Também podem ocorrer por processos de arraste de discordâncias, deslizamentos intracristalinos e pela recristalização (Hirth e Tullis 1992).

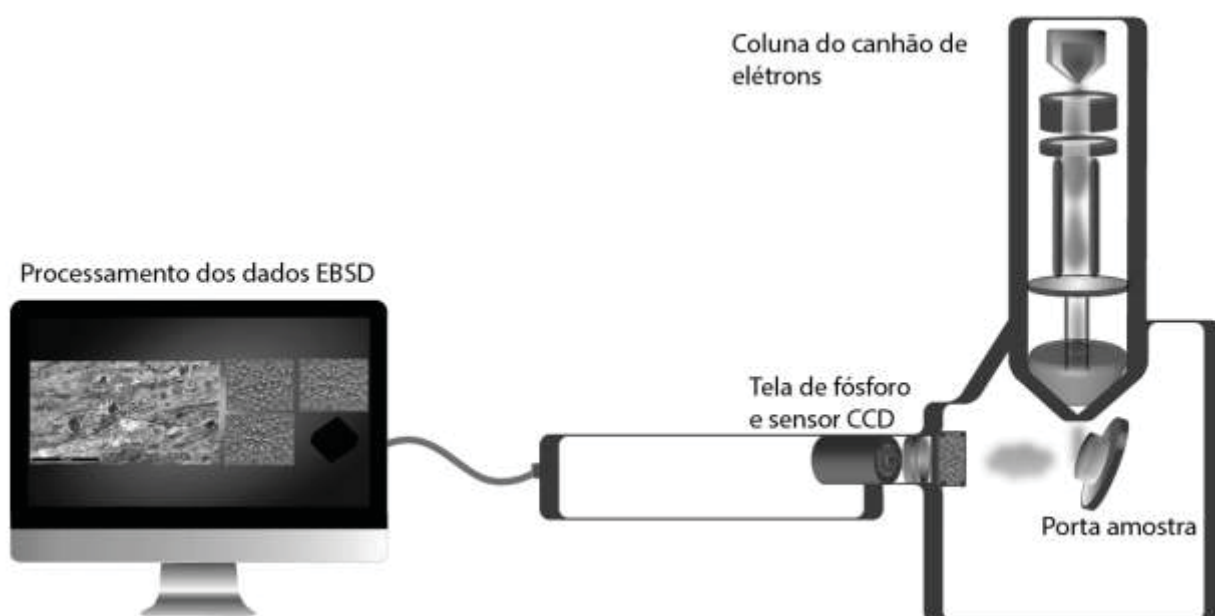


FIGURA 5 – Desenho esquemático dos principais elementos de um sistema MEV (microscópio eletrônico de varredura) associada ao EBSD. Fonte: Ferreira (2016).

A orientação preferencial cristalográfica é gerada pela deformação intracristalina. Os cristais mostram defeitos que se deslocam sobre planos específicos do retículo. O sistema de deslizamento é definido por um plano de

deslizamento específico associado com uma direção de deslizamento e, depende da orientação e da magnitude do campo de tensão e da tensão do cisalhamento crítico (Cavalcante 2013). Schmidt e Olesen (1989) indicaram que as orientações cristalográficas são definidas pela relação entre a imagem de difração e a esfera de difração idealizada.

No microscópio eletrônico de varredura o feixe de elétrons interage com a amostra e forma um volume de interação. Uma fração dos elétrons não perde energia, mas muda de direção na amostra. Esse feixe se espalha nos planos cristalinos e sofre o fenômeno de interferência que obedece à Lei de Bragg. Os dois cones gerados são registrados numa tela de fósforo sob a forma de bandas difratadas (FIGURA 6 A). Um conjunto dessas linhas forma o padrão Kikuchi (Morales et al. 2007).

A banda de Kikuchi (FIGURA 6 B) é formada pela interação de um feixe de elétrons sobre uma superfície plana (Cavalcante 2013). Tem a mesma orientação do plano cristalino e o seu conjunto constitui o EBSP (padrão de elétrons retroespalhados), que contém os aspectos de simetria do cristal estudado. O EBSP é reconhecido através das linhas de Kikuchi e dos ângulos entre as linhas. Os eixos de zona são formados pela interseção de múltiplas bandas Kikuchi e identificados pela sua simetria e por sua posição em relação a outros eixos. Materiais que fazem parte do mesmo sistema cristalino podem apresentar diferenças no padrão de difração (Morales et al. 2007).

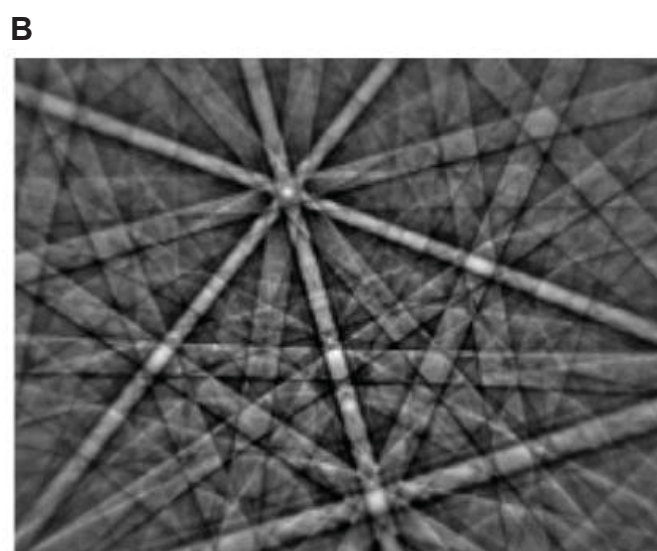
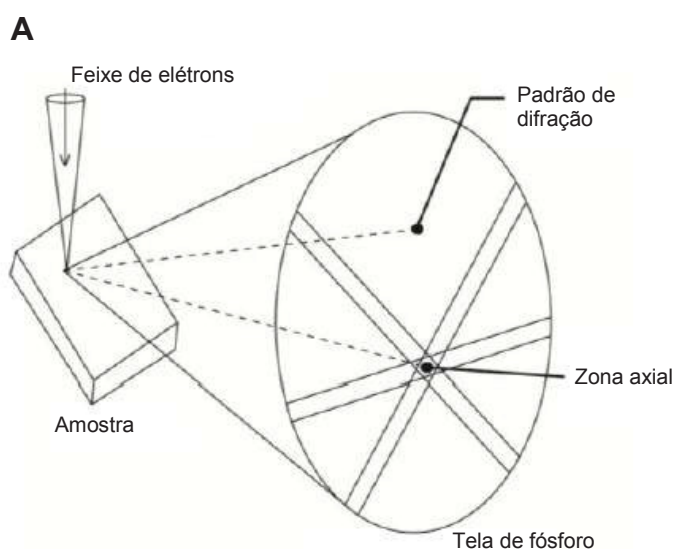


FIGURA 6 – (A) Diagrama demonstrando a geração de um padrão de difração. Fonte: Wynick e Boehlert (2005). (B) Padrão Kikuchi de clinopiroxênio. Fonte: Randle e Engler (2000).

Os principais tipos de interações produzidos por um feixe de elétrons de alta energia numa amostra correspondem a interações elásticas e inelásticas. Os elétrons que escapam da amostra podem sofrer colisões elásticas sem perder energia e também podem retornar à superfície com energias mais baixas. Neste caso, eles possuem outro comprimento de onda e não difratam com os elétrons espalhados (Reed 1996). Os elétrons retro-espalhados têm chance de contribuir para a formação dos padrões de difração (Randle 1992). O diâmetro do feixe de elétrons incidente tem de ser maior do que o espaçamento atômico, dando origem a um conjunto de elétrons com todas as trajetórias possíveis (Prior et al. 1999).

Em geologia não se utiliza amostras com ângulos superiores a 70°, já que é difícil manter em foco uma porção suficiente da microestrutura. Para coletar o padrão EBSD é necessário ter na câmera do microscópio eletrônico de varredura (MEV) uma tela fosforescente em que chocam os elétrons. Uma câmera de captação externa captura a imagem do padrão de Kikuchi e a transfere para um monitor. A tela fosforescente é montada numa posição vertical e perpendicular ao plano do feixe e da normal da amostra. Quanto mais próximo a tela estiver do feixe, maior será o ângulo de captura e melhor será o padrão. Durante a calibração do equipamento deve ser observada a posição da fonte do padrão na amostra, a posição do centro do padrão na tela e a distância entre esses dois pontos ou comprimento de difração. A calibração correta do EBSD evita indexação equivocada e proporciona figuras de distribuição de polos corretas (Morales et al. 2007).

Na análise estrutural macroscópica é importante que a foliação e a lineação sejam medidas na amostra, para correlacionar os dados do mapa de orientação cristalográfica preferencial com as orientações geográficas. O corte da amostra (FIGURA 7 A) é geralmente paralelo à lineação de estiramento e perpendicular à foliação, permitindo a observação dos indicadores cinemáticos microscópicos e a identificação das microestruturas nos minerais encontrados na lâmina. O tamanho das amostras depende do tamanho de grão, do tipo e tamanho do porta-amostra e da impregnação. As amostras podem ser cortadas em blocos de 10 mm x 10 mm x 4 mm (FIGURA 7 B). Os blocos são introduzidos em resina e polidos (Morales 2006). Segundo Fynn e Powell (1979) a amostra deve ser plana, com a parte sub-superficial não distorcida, livre de contaminações e amorfização. As deformações superficiais formadas pelo corte e polimento resultam do tamanho do grão abrasivo. Os tempos de corte e polimento (FIGURA 7 C) são aproximados e a finalização é

determinada por verificação visual. Os blocos e as amostras cilíndricas são montadas em um molde de poliéster. As direções da amostra de campo devem ser transportadas para o bloco cortado e para o molde.

A aquisição dos dados de EBSD foi feita por meio do *software* HKL CHANNEL 5. Este calcula a orientação das bandas que são projetadas na tela de fósforo, definindo as orientações cristalográficas e identifica a fase de um determinado ponto. Depois é montado um mapa que pode ser ajustado, dependendo da resolução do feixe de elétrons, tempo e tamanho da área requerida (Maitland e Sitzman 2007). O conjunto de dados é agrupado sob a forma de uma tabela, onde cada coluna representa um parâmetro e cada linha significa um ponto. As OPCs podem ser representadas em estereogramas de polos, com projeção de igual área. Treze seções polidas foram confeccionadas para as medidas de OPCs.

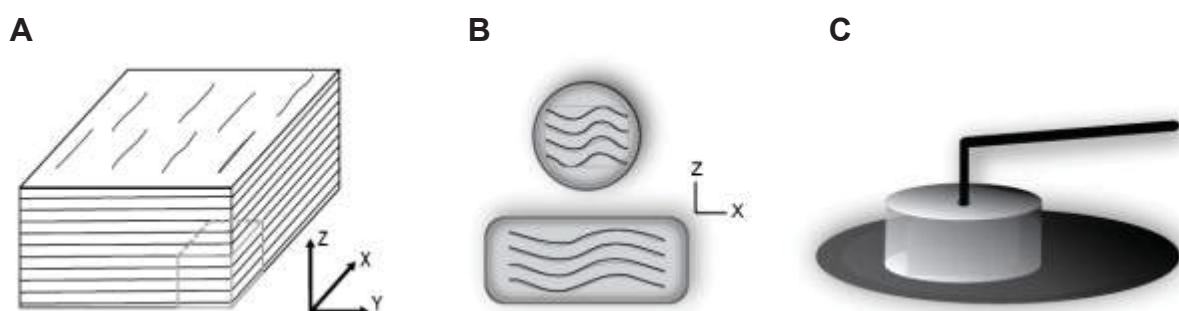


FIGURA 7 – Três fases de preparação de amostras: (A) Corte da amostra. (B) Montagem da amostra. (C) Polimento da amostra. Fonte: Ferreira (2016).

2.9 ANÁLISE DA QUANTIFICAÇÃO DA DEFORMAÇÃO PELO MÉTODO DE FRY, RF/ Φ , POLAR, FLINN E NADAI-HSÜ

A pesquisa geológica inicia-se com uma amostra de mão ou um afloramento, ao se tentar desvendar as origens das estruturas das rochas e dos cinturões orogênicos. Os litotipos, as texturas e a mineralogia fornecem pistas sobre a história sedimentar, ígnea e metamórfica, e a análise de deformação finita é uma das técnicas utilizadas para descobrir o histórico da deformação (Vollmer 2017).

A análise da deformação permite explorar o estado de deformação de uma rocha e mapear suas variações em uma amostra, um afloramento ou uma região (Fossen 2012). Conforme Fiori (1997) a deformação pode ser retratada como a mudança na forma, posição e volume de um corpo devido à aplicação de esforços tectônicos. A deformação é analisada de acordo com a geometria do estado

deformado de um objeto e a sua quantidade é determinada pela comparação do estado indeformado com o estado deformado.

Para Sorby (1908) os métodos quantitativos propiciaram grande avanço na ciência, pois indicam questões importantes que carecem de esclarecimentos, impõem considerações mais claras e permitem o reconhecimento de informações menores que apontam fatos dignos de consideração.

As rochas naturalmente deformadas seguem leis químicas e físicas estabelecidas (Ramsay e Huber 1983). As estruturas podem ser o resultado da atuação de processos intra ou intergranulares, deste modo, a utilização dos métodos de quantificação da deformação não é linear. Os métodos apresentam diferentes sensibilidades aos diferentes mecanismos. A rocha pode mostrar valores de intensidade distintos, conforme a técnica empregada (Soares e Dias 2014).

A forma final das partículas é o resultado da superposição de um elipsoide de deformação sobre a geometria elipsoidal inicial das partículas (Fiori 1997). A análise da deformação geológica foi abordada em numerosos livros didáticos (Davis 1984, Ragan 1985, Marshak e Mitra 1988, Twiss e Moores 2007) e é um aspecto importante da geologia estrutural. Ragan (1985) e Ramsay e Huber (1983) forneceram uma excelente visão geral de técnicas para a análise de deformação em rochas deformadas. Outros autores que contribuíram com um grande número de técnicas de quantificação da deformação são Borradaile e Poulsen (1981), Lloyd (1983), Erslev e Ge (1990), Wu e Groshong (1991), Launeau e Robin (1996), Fry (1999), McNaught (2002) e Choudhury e Mulchrone (2006). Knauer (1999) considerou o método de Fry (1979) e o método Rf/ϕ (Ramsay 1967, Ramsay e Huber 1983, Simpson 1988, Fiori 1997) como dois tipos clássicos de técnicas de quantificação de deformação.

Os marcadores de deformação podem ser agrupados em três categorias gerais (Mulchrone 2013):

- a) Ponto – Coleções de objetos cujo esquema espacial define uma trama.
- b) Geometria – Objetos ou grupos de objetos com geometrias pré-deformacionais conhecidas.
- c) Elipse – Objetos cujas formas podem ser aproximadas de elipses.

No presente trabalho foram considerados cinco métodos principais de análise da deformação: o método de Fry (Fry 1979, 1999), o método Rf/ϕ (Ramsay 1967, Ramsay e Huber 1983, Marshak e Mitra 1988), o método Polar (Elliott 1970), o

método de Flinn (Flinn 1962, 1978) e o método de Nadai-Hsü (Nadia 1950, Hsü 1966).

2.9.1 Método de Fry

O método de Fry é rápido e visualmente mais atraente para a análise da deformação bidimensional. Ele é baseado no método centro a centro e mais fácil de ser aplicado com a utilização de algum programa de computador (Fossen 2012). O método de Fry assume que as partículas têm distribuição uniforme antes da deformação. As distâncias entre os centros são quase as mesmas, com redução no campo contracional e aumento no campo extensional (Fiori 1997). Os pontos são o tipo mais simples de dados, no entanto, pode ser difícil extrair objetivamente a deformação das distribuições pontuais. O *software* EllipseFit inclui inúmeros procedimentos para este tipo de análise (Vollmer 2017).

A deformação modifica as distâncias entre os centros proporcionalmente ao valor da deformação longitudinal. Como os valores das distâncias são alterados segundo a forma da elipse, essa configuração pode ser usada para definir a orientação e a forma da elipse (Fry 1979).

As amostras podem ser trabalhadas manualmente com o método de Fry, segundo a proposta de Ramsay e Huber (1983). De acordo com essa técnica, coloca-se um papel transparente com uma origem e um par de referências sobre um croqui. A origem é colocada sobre o centro de uma partícula, e os centros de todas as outras são assinaladas sobre o papel. Este é movimentado até que sua origem esteja sobre o centro de uma segunda partícula. Os centros de todas as outras são marcados e o resultado será uma representação da elipse de deformação (FIGURA 8).

A área com baixa concentração de pontos poderá ter uma forma circular ou elíptica. Quando o número de pontos contíguos ao vazio é baixo, a probabilidade de erro é alta (Crespi 1986).

O cálculo da deformação finita é subestimado quando os centros finais das partículas não coincidem com os centros originais. A migração dos centros envolve grãos circulares, mecanismo de deformação por dissolução transgranular, deformação por perda de volume ou recristalização (Dunne et al. 1990).

O método de Fry é sensível tanto à deformação intragranular como intergranular (Ramsay e Huber 1983) e reflete a deformação total da rocha (Lisle 1985).

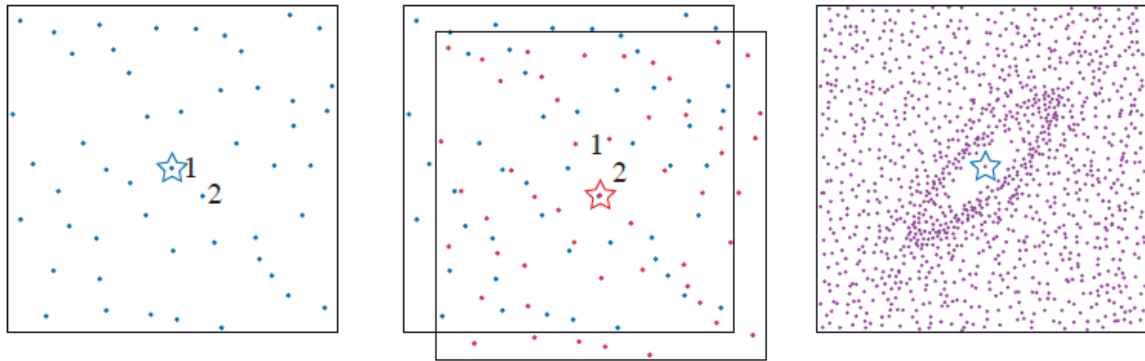


FIGURA 8 – O método de Fry executado manualmente. Fonte: Ramsay e Huber (1983), Fossen (2012).

2.9.2 Método R_f/ϕ

O método R_f/ϕ (Ramsay 1967) é uma trama cartesiana de R_f ou mais comumente log natural R_f *versus* ϕ e, é amplamente utilizado na análise de deformação (FIGURA 9). Esse método é provavelmente mais reconhecido e usado do que o método polar de Elliott, mas tem mais distorção em baixas deformações (Vollmer 2017).

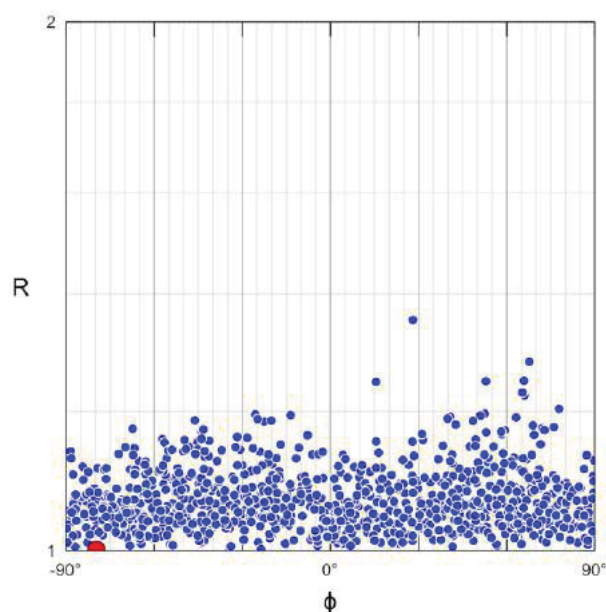


FIGURA 9 – Gráfico do método R_f/ϕ . Os dados compreendem os pontos azuis e a média encontra-se no círculo vermelho. Fonte: Vollmer (2017).

A técnica R_f/φ é uma projeção hiperboloidal cilíndrica equidistante (Vollmer 2011) e sensível apenas a processos intragranulares (Ramsay e Huber 1983). Essa técnica estima que as elipses seriam deformadas juntamente com a matriz, além de fornecer as razões entre os eixos maiores e menores e a sua orientação relativa. Pressupõe que a forma resultante é elíptica, quando uma elipse inicial é deformada homogeneamente. A elipsidade final deriva da forma e orientação da elipse inicial e da elipse de deformação (Ramsay 1967).

A análise relaciona a razão axial contra a orientação de seus eixos maiores (Ramsay e Huber 1983) e leva em conta apenas os marcadores, sem atentar para a matriz de cristais muito finos ou recristalizados (Lisle 1985).

2.9.3 Método Polar de Elliott

As propriedades do método Polar de Elliott (FIGURA 10) podem ser entendidas como projeções hiperboloidais, que são análogas às projeções esféricas usadas para criar estereogramas (redes Wulff e redes Schmidt) (Vollmer 2017).

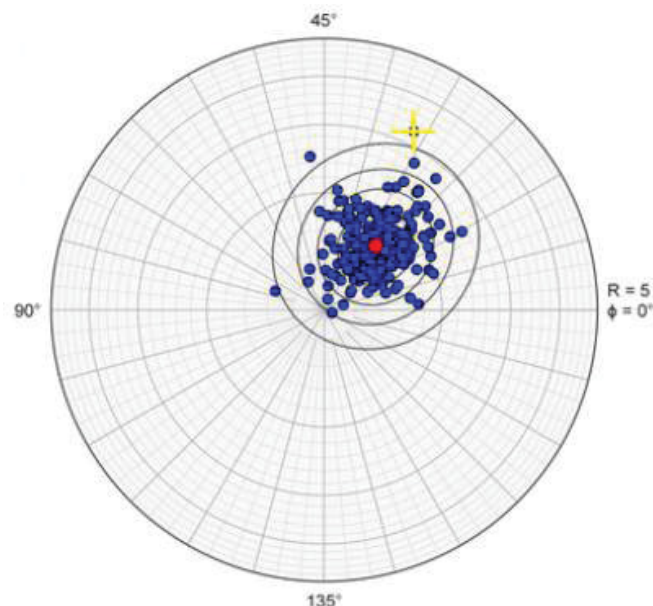


FIGURA 10 – Ilustração do método polar de Elliott extraído do *software* EllipseFit. A média encontra-se em vermelho e os dados são contornados em 20% de distribuição de densidade. Um *outlier* é selecionado em amarelo. Fonte: Vollmer (2017).

O método Polar (Elliott 1970) é uma trama polar do log natural R versus 2φ e pode ser considerada uma projeção azimutal equidistante (Yamaji 2008). Embora todas as projeções tenham distorção inerente, essa trama não distorce a magnitude

da deformação radialmente e, portanto, geralmente fornece uma melhor representação dos dados do que o gráfico Rf/ϕ (Vollmer 2017).

2.9.4 Diagrama de Flinn

Para estudos regionais de deformação, geralmente é necessário determinar o elipsoide de deformação tridimensional, com três alongamentos e suas orientações, normalmente expressas em direção e mergulho. No entanto, é necessário determinar a deformação bidimensional em vários planos diferentes através de uma amostra ou afloramento e combiná-los para determinar o elipsoide de deformação em três dimensões. Este é um problema matemático difícil e inúmeras soluções foram propostas (Shan 2008). O diagrama de Flinn (FIGURA 11) é um gráfico das razões $A/B = S_{Max}/S_{Int}$ versus $B/C = S_{Int}/S_{Min}$ e, é comumente usado para exibir dados de elipsoides de deformação (Ramsay e Huber 1983).

Os elipsoides oblato ($0 < K < 1$) posicionam-se no campo do achatamento aparente. Os elipsoides com valores iguais a 1 caracterizam a deformação plana e os elipsoides prolato ($1 < K < \infty$) plotam no campo da constrição aparente. A magnitude da deformação aumenta ao se afastar da origem (Fossen 2012).

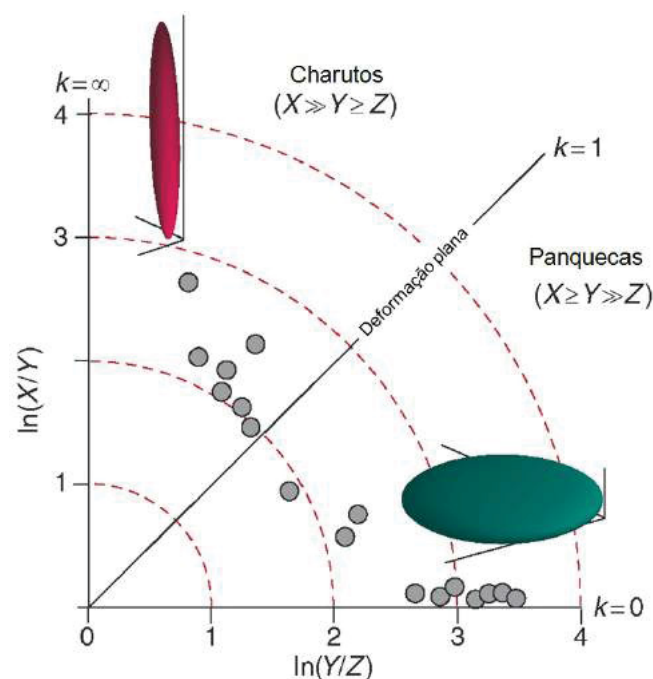


FIGURA 11 – Diagrama de Flinn com eixos lineares ou logarítmicos, evidenciando a geometria prolata, oblata e a deformação plana. Fonte: Fossen (2012).

2.9.5 Diagrama Nadai-Hsü

O diagrama de Nadai-Hsü (Hossack 1968) é baseado em uma deformação natural ou logarítmica. Isso proporciona uma representação não distorcida das deformações desviatórias e é preferido por muitos autores por essa razão (Brandon 1995). O diagrama de Nadai-Hsü (FIGURA 12) apresenta linhas radiais que indicam quantidades iguais de deformação, com base no cisalhamento unitário octaédrico natural (Fossen 2012).

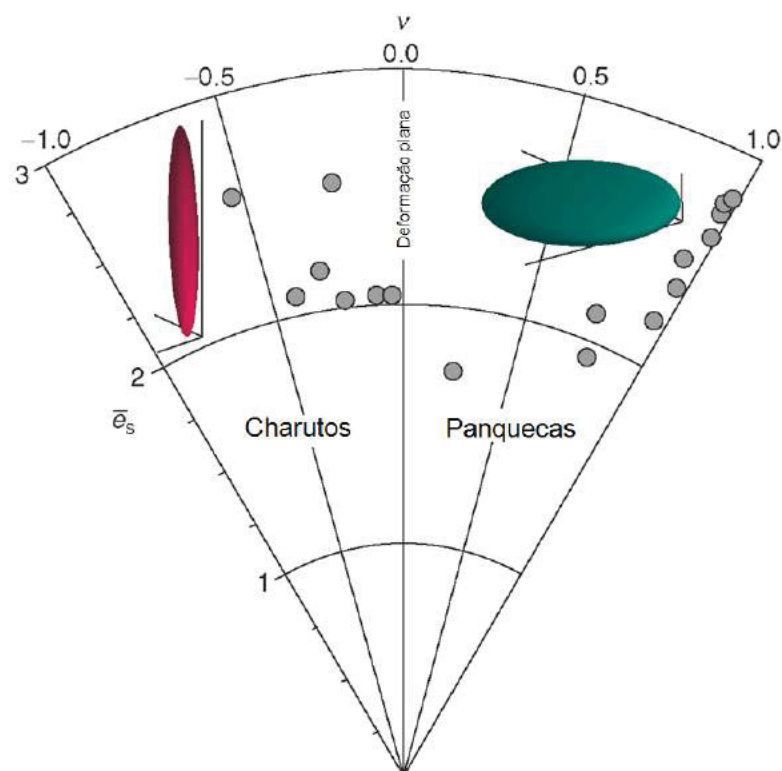


FIGURA 12 – Diagrama de Nadai-Hsü apresentando linhas radiais que indicam quantidades iguais de deformação. Os campos são divididos em charutos, panquecas e deformação plana. Fonte: Fossen (2012).

2.9.6 Amostragem e procedimentos de análise

As amostras foram coletadas e orientadas em campo. Posteriormente foram definidos os cortes a serem confeccionados. Para a seleção das lâminas mais adequadas para a aplicação das técnicas utilizou-se a descrição petrográfica e microestrutural. Na quantificação finita foram utilizados como marcadores de deformação a distribuição dos grãos de quartzo e feldspatos observados em fotomicrografias.

Para caracterizar a deformação em termos de tipo e de intensidade, foram analisadas 60 lâminas delgadas, cortadas nos planos cinemáticos XZ e YZ. Os cristais de feldspatos ou quartzo foram pontuados no método de Fry e polygonizados nos métodos de Rf/ϕ e Polar, com auxílio do *software* EllipseFit 3.3.0. Os cálculos desenvolvidos durante o trabalho também foram realizados com o *software* EllipseFit 3.3.0 ou 3.6.2 (Vollmer 2017).

A obtenção da quantificação da deformação obedece a três etapas fundamentais (FIGURA 13): amostragem, processamento da fotomicrografia, determinação dos métodos em cada seção.

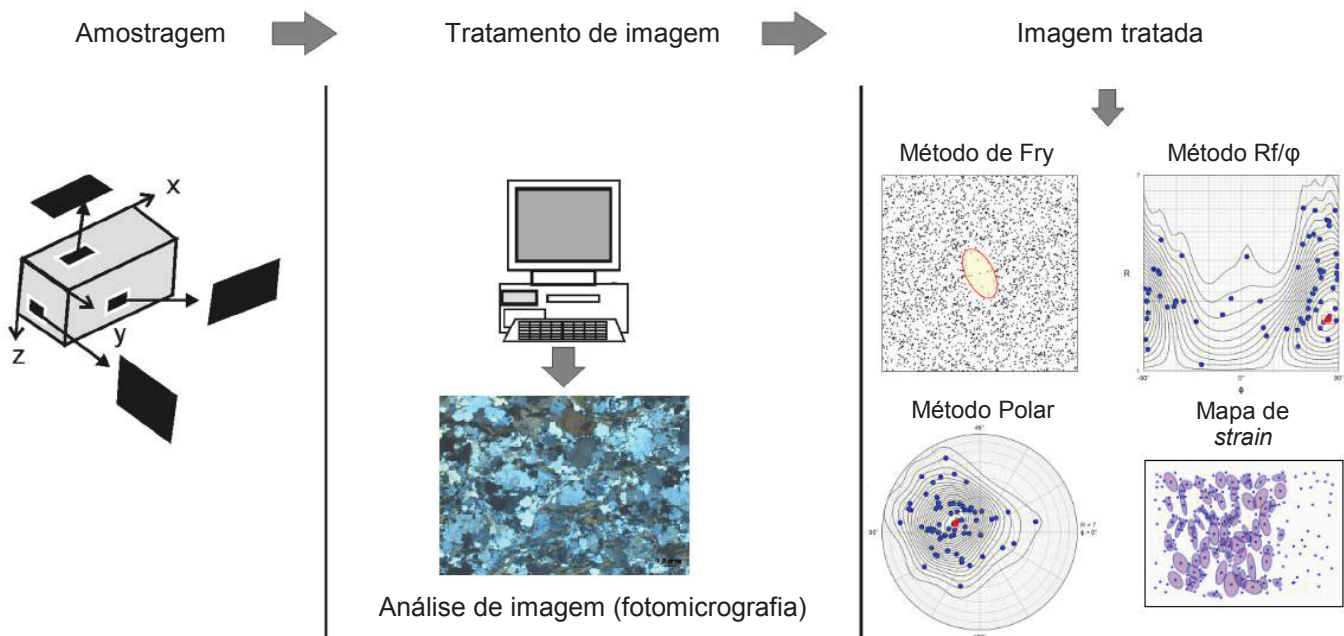


FIGURA 13 – Aquisição da imagem, procedimentos e determinação dos métodos de quantificação da deformação. Fonte: modificado de Rodrigues et al. (2009).

2.9.7 Software EllipseFit

O *software* EllipseFit pode ser baixado e usado sem custo, no entanto, o autor conserva todos os direitos sobre a fonte, o código binário e os arquivos que o acompanham. É um programa integrado para análise geológica de trama e de deformação e é usado para determinar a tensão bidimensional e tridimensional de fotografias orientadas e é projetado para estudos de geologia estrutural baseados em campo e laboratório. A interface gráfica e a implantação multi-plataforma também o tornam ideal para laboratórios introdutórios ou avançados de geologia estrutural. Atualmente, o EllipseFit é executado em plataformas Windows, Macintosh e Linux.

Os arquivos EllipseFit são salvos em formatos de planilha simples, compatíveis com *softwares* de planilha, como o Microsoft Excel e o LibreOffice Calc (Vollmer 2017).

3 CONTEXTO GEOLÓGICO

3.1 SÍNTESE DO ARCABOUÇO REGIONAL

A área de estudo está inserida na parte meridional da Província Mantiqueira e contempla parcialmente a porção sul do Cinturão Ribeira, no setor leste do Estado do Paraná. O presente levantamento pretende abordar as principais unidades geológicas, numa tentativa de melhor posicionar a região analisada no contexto regional. Adicionalmente, serão abordados aspectos das rochas graníticas que ocorrem no âmbito do Terreno Curitiba.

3.2 PROVÍNCIA MANTIQUEIRA

A Província Mantiqueira, tal como definida por Almeida et al. (1977, 1981), representa um sistema orogênico Neoproterozoico, compreende uma faixa de orientação geral NE-SW, situada no sul e sudeste do Brasil, com mais de 3.000 km de comprimento, desde o sul do Estado da Bahia até o Estado do Rio Grande do Sul, perfazendo uma área de aproximadamente 700.000 km². Engloba os orógenos Araçuaí, Ribeira (FIGURA 14), Brasília meridional, Dom Feliciano e São Gabriel (Heilbron et al. 2004).

A Província Mantiqueira faz limite a oeste com as províncias Tocantins, São Francisco e Paraná. É circundada a leste pela margem continental brasileira e pelas bacias do Espírito Santo, Campos, Santos e Pelotas. É formada por rochas de embasamento, sucessões intracratônicas, sucessões de margem passiva, arcos magmáticos, granitoides sin-colisionais, sucessões sedimentares orogênicas tardias e magmatismo bimodal (Heilbron et al. 2004).

A Província Mantiqueira pode ser considerada como resultado da justaposição dos crátons São Francisco, Paranapanema e Rio de La Plata (Almeida 1977, Almeida et al. 1977, Heilbron et al. 2004, 2008, Mantovani e Brito Neves 2005, Silva et al. 2005).

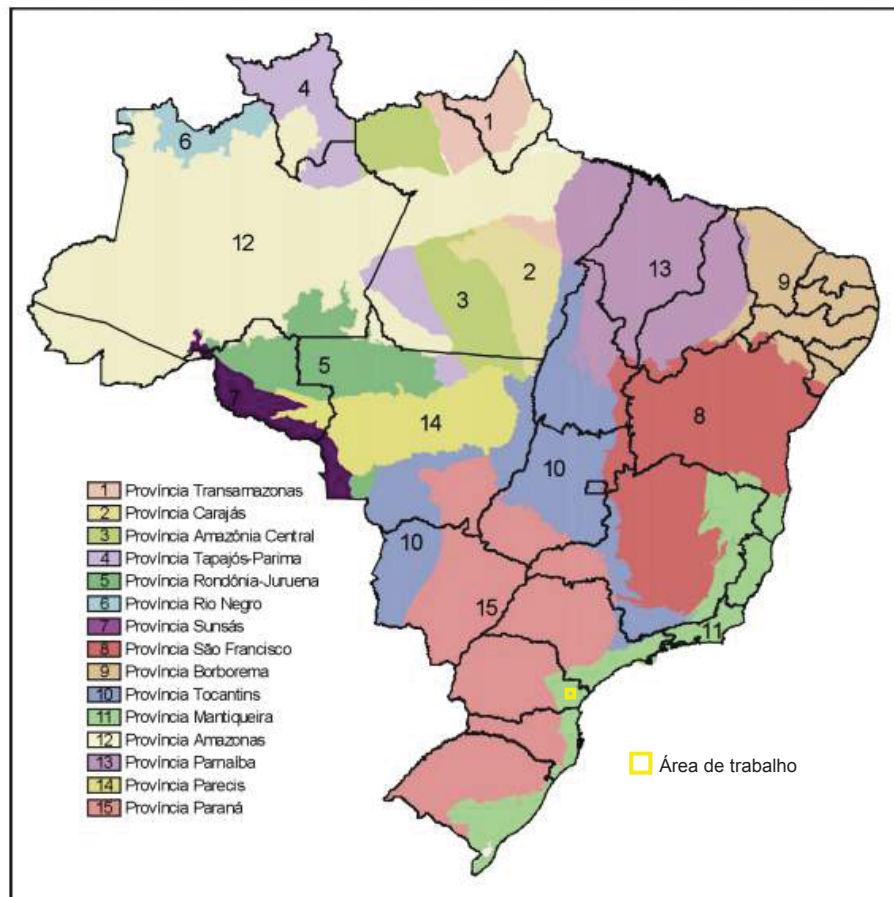


FIGURA 14 – Mapa das províncias estruturais brasileiras mostrando a área de trabalho em amarelo na porção leste do Estado do Paraná, localizada no segmento central da Província Mantiqueira em verde. Fonte: modificado de CPRM (2001).

3.3 CINTURÃO RIBEIRA

O Cinturão Ribeira, definido por Almeida et al. (1973), também chamado como Faixa de Dobramentos Apiaí (Hasui 1975), é formado por um cinturão de cavalgamentos, dobramentos e transcorrências. Possui cerca de 1400 Km de extensão ao longo do sudeste e sul brasileiro com direção NNE (Heilbron et al. 2004, Peternel et al. 2005) e corresponde à maior unidade da Província Mantiqueira (Almeida e Hasui 1984). Compreende um orógeno colisional relacionado às colisões entre os crátons São Francisco, Paranapanema e Congo e à consolidação do continente Gondwana Ocidental (Brito Neves et al. 1999, Campanha e Brito Neves 2004, Fuck et al. 2008).

Basei et al. (1992), Siga Junior (1995), Siga Junior et al. (1995), Heilbron et al. (2004), Faleiros (2008), Heilbron et al. (2008) e Cury (2009) contribuíram com a separação da porção meridional do Cinturão Ribeira em quatro compartimentos, são

eles: Terreno Apiaí, Terreno Curitiba, Terreno Luís Alves e Terreno Paranaguá (FIGURA 15).

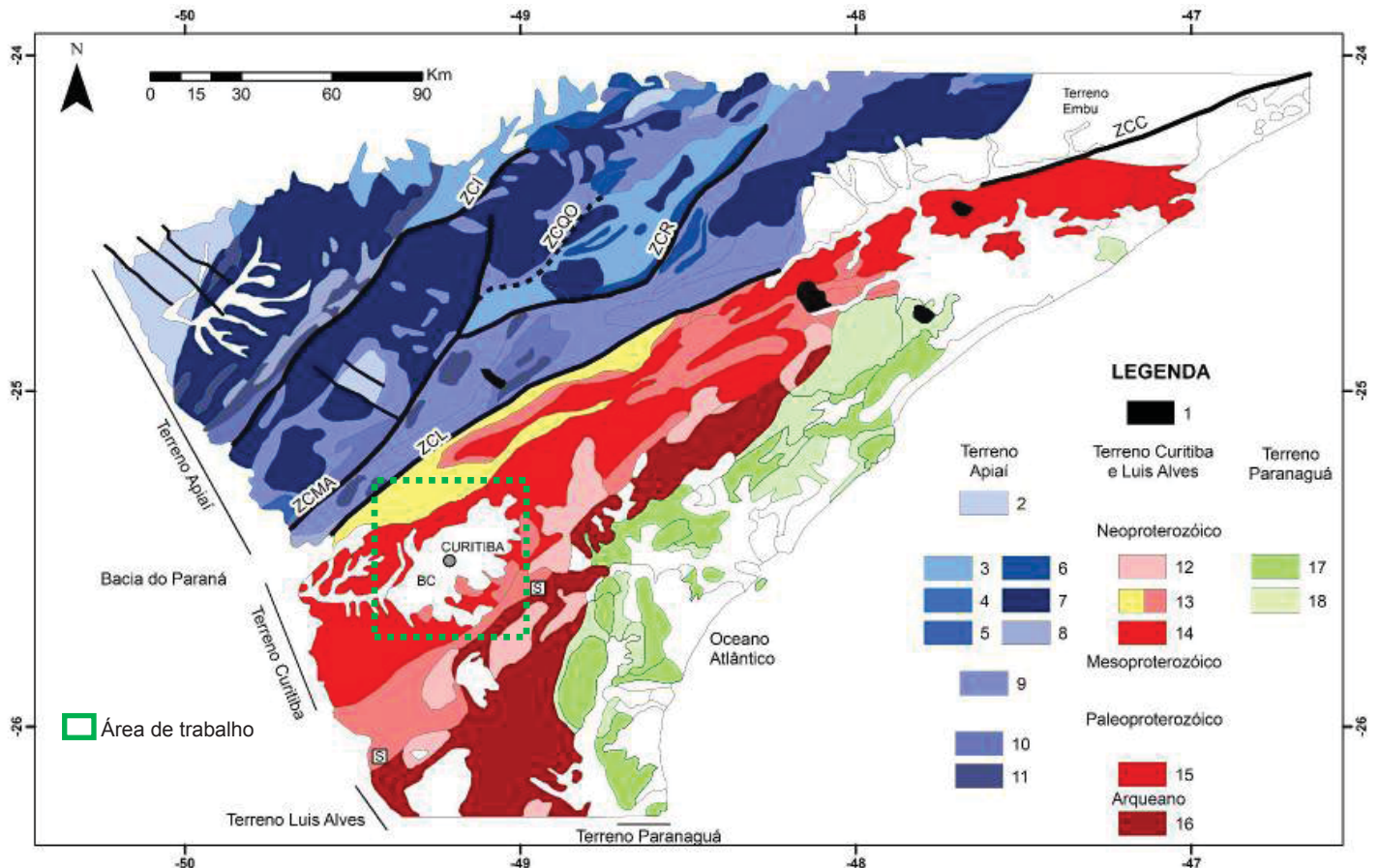


FIGURA 15 – Mapa geológico simplificado da região sul do Cinturão Ribeira. (1) Cobertura Fanerozoica; (2-11) Terreno Apiaí; (12-14) Terreno Curitiba; (15-16) Terreno Luís Alves; (17-18) Terreno Paranaguá. Principais zonas de cisalhamento: ZCI – Itapirapuã; ZCMA - Morro Agudo; ZCQO - Quarenta Oitava; ZCR – Ribeira; ZCL – Lancinha; ZCC – Cubatão; SP - Sutura Piên. Fonte: modificado de Heilbron et al. (2008), Leandro (2016).

Atualmente, considera-se que o Cinturão Ribeira seja formado por uma associação de rochas retrabalhadas de origens distintas, como as sedimentares e vulcanossedimentares mesoproterozoicas e neoproterozoicas, rochas do embasamento alóctones e granitoides intrusivos (Heilbron et al. 2004). Sua porção meridional é caracterizada pelo Supergrupo Açungui (Campanha 2002) e encontra-se limitada por zonas de cisalhamento transcorrentes ou cavalgantes (Fiori 1992, Basei et al. 2008, Heilbron et al. 2008). No Terreno Curitiba, alvo desse trabalho, o embasamento é formado pelo Complexo Atuba. Também ocorrem intrusões graníticas e bacias tardias preenchidas por sedimentos e rochas vulcânicas (Campanha e Sadowski 1999).

3.4 GEOLOGIA LOCAL

3.4.1 Terreno Curitiba

A evolução dos terrenos entre os cinturões Ribeira e Dom Feliciano é produto de eventos de reestruturação, remobilização, rejuvenescimento isotópico e adição de material juvenil (Harara 1996). A denominação de Terreno Curitiba aqui adotada é referente ao considerado por Faleiros (2008) e Heilbron et al. (2008). A Tabela 4 mostra diferentes designações do Terreno Curitiba por distintos autores ao longo do tempo.

TABELA 4 – Diversas denominações existentes do Terreno Curitiba.

Basei et al. (1990)	Basei et al. (1991)	Basei et al. (1992)	Siga Junior et al. (1993)	Machiavelli et al. (1993)	Siga Junior et al. (1995)	Sato et al. (2003)	Faleiros (2008)
Domínio Setentrional	Nappe Rio Iguaçu	Microplaca Curitiba	Domínio Curitiba	Microplaca Curitiba	Domínio Curitiba	Domínio Curitiba	Terreno Curitiba

De acordo com Siga Junior (1995) e Siga Junior et al. (1995) o Terreno Curitiba é constituído pelos gnaisses migmatíticos e gnaisses graníticos bandados do Complexo Atuba. Estes foram sobrepostos pelos metassedimentos de margem passiva, constituídos pelas formações Capiru e Setuva, que apresentam afinidades paleogeográficas com o complexo, o mesmo não acontecendo com as rochas da Formação Turvo-Cajati que tem pico de zircões detríticos de 620-650 Ma (Faleiros et al. 2011). O mesmo ocorre com o Terreno Apiaí, que está situado a norte da Zona de Cisalhamento Lancinha-Cubatão-Itariri e apresenta idades caliminianas (Campanha et al. 2015).

As formações Capiru, Setuva e Turvo-Cajati são compostas por metacalcários dolomíticos com biohermas estromatolíticas preservadas, metapelitos, metapsamitos, xistos, mármore e anfibolitos (Heilbron et al. 2008). As formações Capiru e Setuva são caracterizadas por graus metamórficos que variam entre as fácies xisto verde e anfibolito (Cury 2009). A Formação Turvo-Cajati vai até a fácies granulito (Faleiros et al. 2011).

Segundo Sato et al. (2003) o Terreno Curitiba está situado entre o Terreno Apiaí e o Terreno Luís Alves (FIGURA 16), ao sul da Falha da Lancinha e ao norte da Zona de Cisalhamento Faxinal (Faleiros 2008) ou Zona de Cisalhamento Serra

do Azeite (Faleiros et al. 2011, Faleiros et al. 2016). Possui uma faixa estreita de direção NE-SW, com extensão entre 50 e 60 Km de comprimento e 30 a 40 Km de largura (Siga Junior et al. 1993). Também compreende como unidade litotectônica a Suíte Rio Piên, que é formada por granitoides cálcio-alcalinos heterogeneamente deformados (Machiavelli et al. 1993, Siga Junior et al. 1995, Faleiros 2008), distribuídos na extremidade sul do Terreno Curitiba.

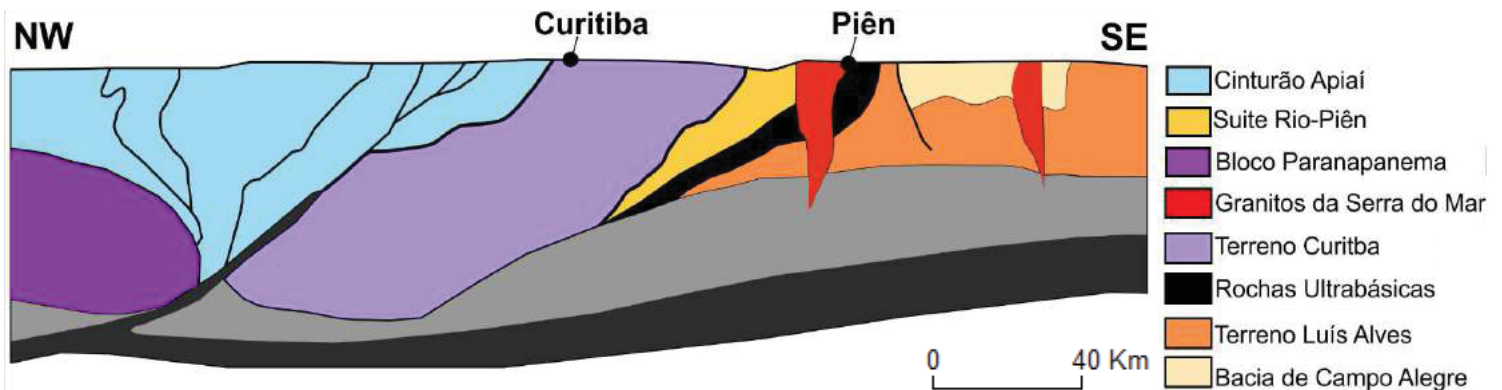


FIGURA 16 – Perfil esquemático apresentando a localização e a relação entre o Terreno Apiaí, Terreno Curitiba (Complexo Atuba) e o Terreno Luís Alves. Fonte: modificado de Basei et al. (1998), Sato et al. (2003), Barão et al. (2016).

Segundo Howell (1995) um terreno composto se desenvolve pela colagem entre dois ou mais terrenos, com evoluções distintas. O Terreno Curitiba apresenta traços litológicos, estruturais, metamórficos e geocronológicos diferentes dos terrenos adjacentes, complicando o seu posicionamento no cenário geológico regional (Faleiros 2008). Segundo o mesmo autor, os padrões estruturais do Terreno Curitiba estão associados a uma tectônica de cavalgamento para oeste, concomitantes com o sistema transcorrente dextral do Cinturão Ribeira. Apresentam uma foliação milonítica ENE/subvertical e uma lineação sub-horizontal.

3.4.2 Complexo Atuba

Siga Junior et al. (1995) denominaram o Complexo Gnáissico-Migmatítico (CPRM 1989) de Complexo Atuba, como uma unidade tectônica pertencente ao Terreno Curitiba. O Complexo Atuba cobre uma extensa porção do leste do Paraná e é balizado a sul por granitos deformados da Suíte Rio Piên. Ocorre delimitado a norte por rochas metavulcanossedimentares do Terreno Apiaí e a sudeste pelo terreno gnáissico-granulítico do Terreno Luís Alves. A porção leste é dominada por

um complexo ígneo denominado Terreno Paranaguá (Cury 2009). O limite norte e noroeste são marcados pela Zona de Cisalhamento Lancinha-Cubatão-Itariri, que representa uma zona de sutura que separa o Complexo Atuba dos terrenos localizados a norte (Basei et al. 1992, Basei et al. 2008). Faleiros et al. (2011, 2016) consideraram que a zona de sutura representa uma reativação transcorrente durante o período de colisão oblíqua tardia. Na porção sul ocorre as zonas de cisalhamento Mandirituba-Piraquara e Piên-Tijucas. O Complexo Atuba aflora como uma faixa orientada na direção NE, com largura máxima entre 40 e 50 Km. Segundo Chavez-Kuz (2003) o Complexo Atuba representa o embasamento da Bacia de Curitiba juntamente com o Complexo Setuva.

Sato et al. (2003, 2009) definiram o componente arqueano do Complexo Atuba como derivado de material do manto (ϵ_{Hf} +1.5 a +8.7) e o componente paleoproterozoico como proveniente de contribuição crustal (ϵ_{Hf} -9.1 a -10.1), pelo método LA-ICP-MS em cristais de zircão. A acreção ocorreu entre 3.0-2.4 Ga (FIGURA 17).

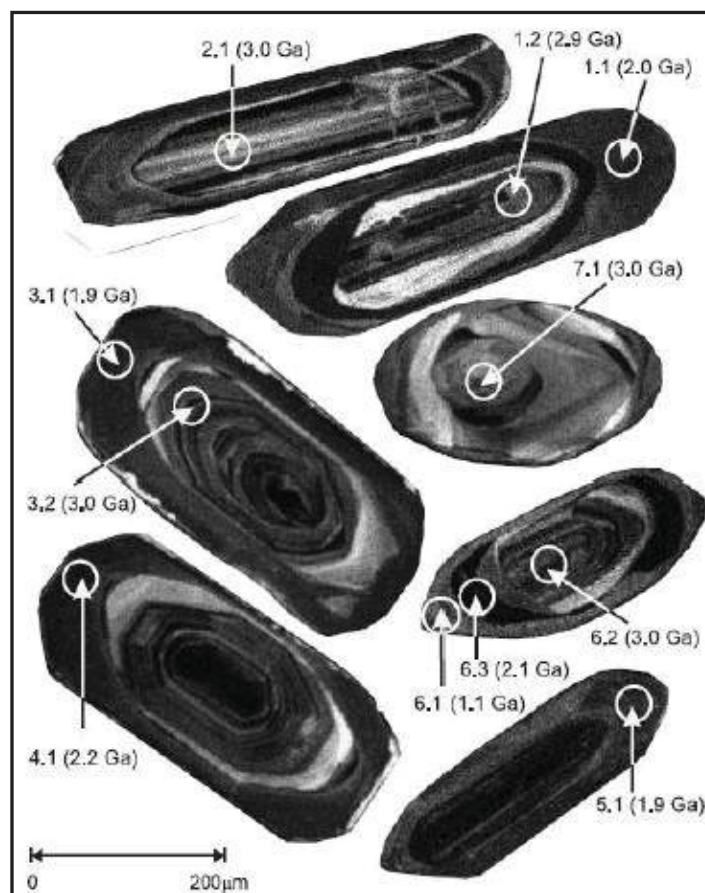


FIGURA 17 – Imagem de catodoluminescência em cristais de zircão oriundos das rochas migmatíticas da pedreira Artceipe. Fonte: Sato et al. (2009).

Durante o Paleoproterozoico ocorreu intensa migmatização entre 1900-2200 Ma, sem muita atividade no Mesoproterozoico (Sato et al. 2003). De acordo com Silva (2005) outra evidência para o primeiro evento de migmatização é a presença de núcleos de ortopiroxênio rodeados por hornblenda. Durante o evento Brasiliano-Panafricano, o retrabalhamento tectonotermal foi datado em 633 e 645 Ma por meio do método U-Pb SHRIMP e EV-TIMS em cristais de zircão (Passarelli 2001, Sato et al. 2003). Machado et al. (2007) obtiveram idades de 600-570 Ma (Ar-Ar) em milonitos situados na Serra do Azeite, confirmando a atividade Neoproterozoica. Os três períodos de retrabalhamento são atribuídos aos períodos Riachiano, Estateriano e Ediacarano (Sato et al. 2009).

O Complexo Atuba é constituído essencialmente por ortognaisses bandados e migmatitos com estruturas estromáticas e bandamento composicional, onde alternam neossomas residuais e leucossomas de composição tonalito-granodiorítica. Os gnaisses são leucocráticos, com termos mesocráticos e de granulação média. A textura é granonematoblástica, granolepidoblástica e granoblástica (Siga Junior 1995, Siga Junior et al. 1995). Caracterizam-se por frequentes intercalações de corpos com dimensões e formas variadas, constituídas principalmente por xistos magnesianos e anfibolitos, por vezes granatíferos. Geralmente ocorrem remobilizados graníticos de coloração rósea ou branca, de composição granítica a granodiorítica, geralmente concordantes com o bandamento composicional regional, relacionados a uma segunda fase de migmatização. Apresentam dimensões centimétricas a métricas e mostram-se ricos em quartzo e feldspatos (Siga Junior et al. 1995, Sato et al. 2003). Ocorrem ainda quartzitos, quartzo xistos, micaxistos, gnaisses-granitos, granulitos, diques de diabásio, gabros e microdioritos (Fuck et al. 1967a). A Tabela 5 sintetiza os principais litotipos do Complexo Atuba.

Segundo Basei et al. (1999) ocorrem núcleos de gnaisses granulíticos de composição enderbítica-charnoenderbítica na Pedreira Paulo Leminski e Maciço de Itatins.

Mineropar (2004) destacou que a associação litológica constituída por noritos, enderbitos e charnoenderbitos corresponde a um complexo granulítico, onde foi reconhecida uma tendência cálcio-alcalina tonalítica (norito-enderbítica) e norito-jotunito-opdalito charnoquítica. Em termos metamórficos essas rochas foram geradas com temperaturas da ordem de 800°C, dentro da fácies granulito. Nos granulitos situados próximos ao município de Piên, foram estimadas pressões de 5 a

7 Kbar (Girardi e Ulbrich 1980). Silva (2005) observou que os neossomas residuais mesocráticos dos migmatitos são compostos por hornblenda, biotita, plagioclásio, quartzo, feldspato alcalino, titanita, apatita, zircão e granada. Estimou temperaturas de migmatização da ordem de 724 ± 17 a $718 \pm 27^\circ \text{C}$ e pressões entre $6.8 \pm 0,5$ e $6.9 \pm 0,45$ Kb. Composicionalmente, os leucossomas são compostos por plagioclásio, quartzo, feldspato alcalino e biotita. A autora também reconheceu um granito intrusivo, cujos valores de K, Rb e Zr indicam fusão incongruente da biotita, certamente originado por fusão parcial de tonalito.

TABELA 5 – Litotipos do Complexo Atuba. Fonte: modificado de Salamuni (1998).

COMPLEXO ATUBA	Metabasitos anfibolitos e metaultrabasitos.
	Corpos gnaissicos-graníticos.
	Gnaisses indiferenciados migmatizados.
	Subordinadamente xistos, quartzitos finos e supostos paragnaisses.
	Corpos graníticos anatéticos, assim como granitos alcalinos a sub-alcalinos da Serra do Mar, entremeados por xistos, gnaisses e granulitos.
	Remobilizações róseas, quartzo-feldspáticas, pegmatitos de natureza discordante e corpos graníticos maiores anatéticos.

Geoquimicamente, os padrões de terras raras são fortemente fracionados e podem apresentar anomalia positiva de Eu (Siga Junior et al. 1995). De acordo com Mineropar (2004) os granitoides apresentam composições quartzo-monzoníticas, quartzo-monzodioríticas, granodioríticas e monzograníticas. Situam-se entre as séries cálcio-alcalina granodiorítica de médio potássio e cálcio-alcalina de alto potássio.

Segundo Fuck et al. (1967a) e Sato et al. (2003) as rochas apresentam uma foliação milonítica S_n , penetrativa, de aspecto anastomosado, com mergulhos altos para NW e SE e orientada segundo a direção geral NE-SW. Essa superfície corresponde a uma foliação de transposição, paralela ao bandamento composicional. Possui caráter dúctil a dúctil-rúptil, heterogêneo e não-coaxial, com rotação do feldspato, achatamento com desenvolvimento de *augen* de quartzo e feldspato e forte estiramento mineral. De acordo com Siga Junior et al. (1995) o padrão estrutural observado é indicativo de uma tectônica com transporte relativo de

sentido sul-sudeste. As estruturas lineares incluem lineações tipo b (eixos de dobras, intersecções de superfícies) e lineações de estiramento tipo “a” ou “x” nos planos da foliação S_n , apresentando mergulhos relativamente baixos. Estes podem indicar uma tectônica com componente direcional, sugerindo que os eventos transcorrentes foram os responsáveis pela superimposição de uma deformação mais rúptil a dúctil-rúptil, em uma fase posterior à justaposição dos terrenos. Conforme Harara (2001) as lineações de estiramento estão dispostas no sentido $N140-160/20^\circ-40^\circ$ e os dobramentos cilíndricos admitem uma direção axial NE-SW, com os eixos orientados na direção $N30-60/05^\circ-40^\circ$. Estes possuem escala regional e representam um dobramento D3, enquanto os granitoides situados no limite sul do Terreno Curitiba constituem um dobramento D2.

Para Chavez-Kus e Salamuni (2008) também pode ser verificada uma superfície anterior (S_{n-1}), pouco preservada e com mergulho de baixo ângulo. Em nível de afloramento, ocorrem falhas transcorrentes de direção NE-SW, subparalelas à foliação S_n . Segundo os mesmos autores, foram geradas novas estruturas a partir do Neógeno com característica distensiva e orientação N-S. Associado a estas, ocorre um sistema conjugado transcorrente, responsável pela formação de estrias de atrito nos migmatitos, deslocamento de diques de diabásio e lamprófiros e estruturas sub-verticais conjugadas. Também foram notadas falhas inversas de baixo ângulo de mergulho, cujo cisalhamento rúptil gera brecha cataclástica e deslocamentos em diques. Salamuni et al. (2003) sugeriram que o Complexo Atuba tenha sido condicionado por mais de um evento dúctil e por forte deformação rúptil, decorrente de falhas mesozoicas até recentes. Estruturas correlacionadas à tectônica rúptil do Cenozoico são representadas por falhas e juntas na escala regional, demarcadas por alinhamentos estruturais com diversas direções (Chavez-Kus e Salamuni 2008).

Yamato (1999) relacionou as rochas do Complexo Atuba com os gnaisses do Núcleo Setuva. Segundo Siga Junior et al. (2007), o Núcleo Setuva encontra-se em contato tectônico com as rochas da Formação Capiçu, possui forma elíptica e alongada na direção NE-SW, ao sul da Zona de Cisalhamento Lancinha-Cubatão-Itariri. É constituído por rochas gnáissico-migmatíticas, sienograníticas, granodioríticas e monzograníticas. Mostra idade de cristalização da ordem de 2140 ± 8 Ma ($^{238}\text{U}/^{206}\text{Pb}$ em zircão), idade da derivação mantélica por $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ em 2.95 Ga e idade de colocação em 586 ± 15 Ma ($\text{K-Ar}/^{40}\text{Ar}-^{39}\text{Ar}$).

Kaulfuss (2001) comparou os resultados isotópicos das rochas do Complexo Atuba com os núcleos Betara e Tigre, demonstrando um padrão similar entre esses domínios. Os núcleos são formados por granitoides deformados, com texturas protomiloníticas, miloníticas e ultramiloníticas. O Núcleo do Tigre encontra-se em meio à Formação Perau e o Núcleo Betara entre a Formação Betara. As idades obtidas nos sienogranitos e anfibolitos alcalinos foram de 1.7 Ga. Os cristais de zircão foram datados em 3.1 Ga e 2.1 a 2.2 Ga nos demais litotipos que compõem os núcleos. Segundo idades Sm-Nd, as rochas tiveram seus protólitos crustais diferenciados do manto superior durante o Arqueano. Cury et al. (2002) observaram que as rochas alcalinas possuem características extensionais do Estateriano e são concernentes a um magmatismo bi-modal.

Passarelli (2001) demonstrou que o Bloco Registro, situado na região sul do Estado de São Paulo, também pode ser correlacionado ao Complexo Atuba, por exhibir aspectos litológicos e geocronológicos similares. São representados por rochas granito-gnáissicas migmatíticas, com idades U-Pb em zircões entre 1.9 e 2.2 Ga. Apresentam retrabalhamento no Neoproterozoico e razões ($\text{Sr}^{87}/\text{Sr}^{86}$) mais elevadas do que nos litotipos do Complexo Atuba. A relação dos principais dados geocronológicos do Terreno Curitiba encontra-se no Quadro 1.

Siga Junior (1995) interpretou as rochas do Complexo Atuba como um domínio originado em nível estrutural inferior, com metamorfismo na fácies anfibolito, com cristalização de granada, hornblenda e biotita. Mineropar (2004) observou cristais de piroxênio internos aos anfibólios e interpretou que o metamorfismo de grau médio se desenvolveu sobre rochas de alto grau metamórfico. Basei et al. (1992) e Mineropar (2004) observaram a presença de recristalização de muscovita, biotita, clorita, zoisita, epidoto e quartzo de segunda geração como indicativos de retrometamorfismo de fácies xisto-verde, zona da clorita e da biotita.

Sato et al. (2003) mostraram que a colisão dos crátons Congo, Kalahari e São Francisco contra os crátons Paranapanema e Amazônico resultaram na amalgamação de todos os blocos continentais existentes. Dentro desse contexto, o Complexo Atuba representa um terreno retrabalhado, remigmatizado e granitizado, acrescido às extremidades do Terreno Luís Alves no Neoproterozoico. O metamorfismo principal ocorreu no Paleoproterozoico (2,1 Ga) e pode estar relacionado com a amalgamação do supercontinente Atlântica. O quadro tectônico

definido no final do Neoproterozoico parece ter culminado com a formação do Gondwana Ocidental no Ciclo Brasileiro (Siga Junior et al. 1995).

Faleiros (2008) apresentou estimativas geotermobarométricas e quantificações de trajetórias *P-T* para o Complexo Atuba, com resfriamento praticamente isobárico de 750°C para a migmatização paleoproterozoica até um reequilíbrio ao redor de 650-700°C e 6 a 7 kbar no Neoproterozoico.

3.4.3 Suíte Rio Piên-Mandirituba

A Suíte Rio Piên-Mandirituba ocorre como uma faixa alongada de direção NE-SW e possui 30 km de largura. É limitada pelo Complexo Atuba ao norte e pelo Terreno Luís Alves ao sul por zonas de cisalhamento (Harara 2001). Os granitoides são leucocráticos, apresentam granulação média a grossa, cor cinza-rosado e possuem megacristais de feldspatos. Foram interpretados como as raízes de um arco magmático tipo Andino do Proterozoico Superior (Machiavelli et al. 1993, Harara 1996), constituindo uma evidência de subducção (Heilbron et al. 2008).

Harara (1996) reconheceu que os granodioritos, quartzo-monzodioritos e monzogranitos representam uma série magmática cálcio alcalina-granodiorítica de médio potássio.

Harara (2001) apresentou idades pré-colisionais (620-610 Ma, idades U-Pb em zircão e titanita), sin-colisionais e tardi-colisionais (605-595 Ma, idades U-Pb em zircão e titanita) para essa suíte. Nas proximidades do município de Piên, na porção sul do Terreno Curitiba, ocorrem rochas máficas-ultramáficas (Suíte Máfica-Ultramáfica Piên), com idade U-Pb *SHRIMP* em zircão de 631 ± 17 Ma (Harara et al. 2002). Abrangem peridotitos, serpentinitos, piroxenitos, gabros toleíticos e xistos magnesianos (Girardi 1976, Harara 2001).

As rochas possuem estruturação NE-SW e equivalem a intrusões comagmáticas diferenciadas de uma série toleítica (Girardi 1974). São interpretadas como ofiólitos e produto da colisão entre os terrenos graníticos-granulíticos do Paraná e Santa Catarina (Harara et al. 2002). Apresentam padrão estrutural concordante com os gnaisses do Complexo Atuba, marcando a passagem deste domínio para o Terreno Luís Alves.

QUADRO 1 – Dados geocronológicos do Complexo Atuba.

Método	Material	Rocha	Idade (Ma) ± Erro	Razão Inicial Sr^{87}/Sr^{86}	Local	Fonte
Rb-Sr	Rocha Total	Gnaisses granulíticos	1826 ± 96	0.71051	Norte de Curitiba-PR	Siga Junior (1995), Siga Junior et al. (1995)
Rb-Sr	Rocha Total	Gnaisses granulíticos	2116 ± 95	0.70160	NE Curitiba, Graciosa-PR	Siga Junior (1995), Siga Junior et al. (1995)
Rb-Sr	Rocha Total	Biotita-anfibólio gnaisses	2220 ± 26	0.70660	NE Curitiba-PR, BR-116	Siga Junior (1995), Siga Junior et al. (1995)
Rb-Sr	Rocha Total	Neossoma residual	598 ± 48	0.71650, $T_{DM} = 2.77$ Ga	Ped. Atuba, Curitiba-PR	Siga Junior (1995), Siga Junior et al. (1995)
Rb-Sr	R. Total e Minerais	Neossoma residual	617 ± 14	0.71594	Ped. Atuba, Curitiba-PR	Siga Junior (1995), Siga Junior et al. (1995)
Rb-Sr	Rocha Total	Anfibólio gnaisses migmatíticos	2010 ± 60	0.70327	Mandirituba-PR	Siga Junior (1995), Siga Junior et al. (1995)
Rb-Sr	Rocha Total	Leucossoma migmatito	595 ± 41	0.71308	Quitandinha-PR	Siga Junior (1995), Siga Junior et al. (1995)
Rb-Sr	Rocha Total	Neossoma residual	1868 ± 89	0.70584, $T_{DM} = 2.84$ Ga	Quitandinha-PR	Siga Junior (1995), Siga Junior et al. (1995)
Rb-Sr	Minerais	Mobilizados graníticos	577 ± 77	0.71791	Quitandinha-PR	Siga Junior (1995), Siga Junior et al. (1995)
Rb-Sr	Mineral	Migmatito	640 ± 0.05		Todo o Complexo Atuba	Sato et al. (2003)
U-Pb	Zircão	Gnaisses granulíticos	2095 ± 5	$T_{DM} = 2.84$ Ga	Ped. CESB, N. Curitiba-PR	Siga Junior (1995), Siga Junior et al. (1995)
U-Pb	Zircão	Anfibólio gnaisses migmatíticos	2138 ± 6	$T_{DM} = 2.45$ Ga	Mandirituba-PR	Siga Junior (1995), Siga Junior et al. (1995)
U-Pb	Zircão	Chamo-enderbitto	2105.4 ± 3.1		Pedreira Paulo Leminski, Curitiba-PR	Basei et al. (1999)
U-Pb	Zircão	Neossoma residual	2912		Mandirituba-PR	Sato et al. (2003)
U-Pb	Zircão	Neossoma residual	2402		Mandirituba-PR	Sato et al. (2003)
U-Pb	Zircão	Tonalito	3080		Mandirituba-PR	Sato et al. (2003)
U-Pb	Zircão	Tonalito	2200		Mandirituba-PR	Sato et al. (2003)
U-Pb	Zircão	Neossoma residual	3100 - 2900		Mandirituba-PR	Sato et al. (2003)
U-Pb	Zircão	Neossoma residual	3079 ± 23		Mandirituba-PR	Sato et al. (2003)
U-Pb	Zircão	Neossoma residual	2380 – 3010 ± 36		Mandirituba-PR	Sato et al. (2003)
U-Pb	Zircão	Neossoma residual	2700		Atuba, Curitiba-PR	Sato et al. (2003)
U-Pb	Zircão	Neossoma residual	2100		Atuba, Curitiba-PR	Sato et al. (2003)
U-Pb	Zircão	Neossoma	795 ± 15		Atuba, Curitiba-PR	Sato et al. (2003)
U-Pb	Zircão	Neossoma	500 - 600		Atuba, Curitiba-PR	Sato et al. (2003)
U-Pb	Zircão	Neossoma	588 ± 56		Atuba, Curitiba-PR	Sato et al. (2003)
U-Pb	Zircão	Rochas gnáissico-migmatíticas	3200 – 3000		Núcleo Setuva	Siga Junior et al. (2007)
U-Pb	Zircão	Sienogranitos miloníticos	2650 e 2100		Núcleo Setuva	Siga Junior et al. (2007)
U-Pb	Zircão	Sienogranitos protomiloníticos	2140 ± 8		Núcleo Setuva	Siga Junior et al. (2007)
U-Pb	Zircão	Leucossoma branco	3025 ± 25		Ped. Ita, Quitandinha-PR	Sato et al. (2009)
U-Pb	Zircão	Leucossoma branco	1998 ± 28		Ped. Ita, Quitandinha-PR	Sato et al. (2009)
U-Pb	Zircão	Leucossoma avermelhado	3000		Ped. Ita, Quitandinha-PR	Sato et al. (2009)
U-Pb	Zircão	Leucossoma avermelhado	1950 ± 18		Ped. Ita, Quitandinha-PR	Sato et al. (2009)
U-Pb	Zircão	Leucossoma avermelhado	584 ± 29		Ped. Ita, Quitandinha-PR	Sato et al. (2009)
U-Pb	Zircão	Diorito	596 ± 63		Ped. Ita, Quitandinha-PR	Sato et al. (2009)
²⁰⁷ Pb- ²⁰⁶ Pb	Zircão	Migmatito	2100		Mandirituba-PR	Sato et al. (2003)
Sm-Nd	R. Total e Minerais	Anfibólio gnaisses migmatíticos	585 ± 30	0.51190	Mandirituba-PR	Siga Junior (1995), Siga Junior et al. (1995)
Sm-Nd	Rocha Total	Gnaisses migmatíticos	T_{DM} ente 2.4 e 2.8 Ga		Ao longo do complexo	Siga Junior (1995), Siga Junior et al. (1995)
Sm-Nd	Rocha Total	Biotita-anfibólio gnaisses migmatíticos	2755		Ped. Atuba, Curitiba-PR	Siga Junior et al. (1995)
Sm-Nd	Rocha Total	Anfibólio gnaisses migmatíticos	2426		Mandirituba-PR	Siga Junior et al. (1995)
Sm-Nd	Rocha Total	Biotita anfibólio gnaisses migmatíticos (1) tonalito granodioríticos; (2) graníticos	2808		Quitandinha-PR	Siga Junior et al. (1995)
Sm-Nd	Rocha Total	Biotita gnaisses migmatíticos	2275		Mandirituba-PR	Siga Junior et al. (1995)
Sm-Nd	Rocha Total	Gnaisses granulíticos	2822		Norte de Curitiba	Siga Junior et al. (1995)
Sm-Nd	Rocha Total	Neossoma residual	2800		Mandirituba-PR	Sato et al. (2003)
Sm-Nd	Rocha Total	Neossoma residual	2650 - 2730		Atuba, Curitiba-PR	Sato et al. (2003)
Sm-Nd	Rocha Total	Neossoma residual	2730		Mandirituba-PR	Sato et al. (2003)
K-Ar	Biotita e Anfibólio	Biotita-anfibólio gnaisses	entre 620-560		Domínio Curitiba	Kaul e Cordani (1994), Batolla Junior et al. (1977), Siga Junior (1995)
K-Ar	Biotita e Anfibólio	Biotita-anfibólio gnaisses	Biotita entre 608 ± 7 e 598 ± 10 e anfibólio ao redor de 650 ± 10		Dados de todo o complexo	Siga Junior (1995), Siga Junior et al. (1995)
K-Ar	Biotita, Anfibólio, Plagioclásio	Gnaisses migmatíticos	600 ± 20		Complexo Atuba	Siga Junior et al. (1995)
K-Ar	Biotita e anfibólio	Migmatito	520 - 650		Todo o Complexo Atuba	Sato et al. (2003)
K-Ar/⁴⁰Ar-³⁹Ar	Biotita	Sienogranitos protomiloníticos	590		Núcleo Setuva	Siga Junior et al. (2007)

3.4.4 Complexo Turvo-Cajati

A Sequência Turvo-Cajati ocorre ao sul da Falha da Lancinha e é caracterizada por micaxistos e paragneisses com intercalações de rochas calcissilicáticas e mármore dolomíticos (Campanha e Sadowski 1999). Compreende litotipos de fácies xisto verde a anfibolito superior. Foi definida por Silva e Algarte (1981) e separada em Ectinitos Turvo-Cajati, Gnaisses Bandados Barra do Azeite e Epibolitos-Diatexitos. De acordo com esses autores, essa diferença de fácies poderia ser atribuída aos aspectos composicionais, espessura das rochas e ao nível crustal.

Campos Neto (1983) apresentou três associações litoestratigráficas separadas por contatos tectônicos. A Associação de Rochas Verdes corresponde aos clorita xistos, anfibolitos e níveis carbonáticos; a Associação Alto Jacupiranguinha (Complexo Atuba) constitui os gnaisses e migmatitos; e a Associação Cajati forma os xistos rítmicos, metagrauvascas, quartzitos e filitos.

Campanha (1991) correlaciona a Sequência Turvo-Cajati com a Sequência Serra das Andorinhas (Campanha et al. 1986), por ambas mostrarem protolitos similares. Vasconcelos et al. (1999) consideraram que a Sequência Turvo-Cajati une grande variedade de litotipos e evidências de história evolutiva complexa. Por isso, designaram de Complexo Turvo-Cajati ao invés de Sequência. Dehler et al. (2007) observaram que as rochas desta unidade foram submetidas à intensa milonitização e que os indicadores sugerem uma cinemática transtraccional sinistral.

Segundo Faleiros (2008) as rochas apresentam pico metamórfico em 650 a 800°C e pressões entre 9 a 12 kbar. Faleiros et al. (2016) obtiveram com o método U-Pb em zircão a idade do ápice do metamorfismo em 584 ± 4 Ma, sendo posterior ao clímax metamórfico das unidades do Terreno Apiaí (≥ 600 -620 Ma), e de uma fase anterior que ocorreu entre 605 a 615 Ma. O contato entre a Sequência Turvo-Cajati e o Complexo Atuba surgiu em períodos tardi-tectônicos por uma tectônica relacionada ao sistema de nappes. Parte desta unidade passou por descompressão praticamente isotérmica, enquanto a outra percorreu por uma trajetória horária com aquecimento isobárico até atingir o pico térmico. O autor também interpretou o Complexo Turvo-Cajati como parte de um prisma acrecionário com porções subductadas até a base da crosta.

Yamato (1999) definiu-a como uma sequência marinha de plataforma de águas rasas e litorâneas. Fassbinder (1996) considera a formação como uma sequência terrígena típica de plataforma continental. Guimarães et al. (2002) destacaram que a deposição da Formação Capiu se deu em ambientes de plataforma distintos, variando de supramaré e entremaré a inframaré.

Fiori (1992) subdividiu-a em três conjuntos litológicos distintos (TABELA 6), denominados de Conjunto Juruqui, Rio Branco e Morro Grande, separados por falhas de cavalgamento, produzindo um complexo empilhamento tectônico. O Conjunto Juruqui compõe-se de filitos com intercalações de quartzitos e veios de quartzo muito deformados. Suas litologias aparecem frequentemente filonitizadas.

TABELA 6 – Coluna estratigráfica da Formação Capiu. Fonte: Fiori e Gaspar (1993).

Conjunto	Juruqui	Rio Branco	Morro Grande
Litotipos	Filitos e quartzitos avermelhados, milonitos e níveis ferruginosos.	Metadolomitos e mármore com intercalações de quartzitos e filitos rítmicos.	Alternância rítmica de quartzitos, filitos e mármore.
Estruturas	Bandamento rítmico, estratificação cruzada e estratificação plano paralela.	Estratificação plano paralela, estratificação cruzada, brechas intraformacionais, estromatólitos e pisólitos.	Bandamento rítmico, estratificação cruzada, laminação cruzada, laminação tipo <i>linsen</i> , estratificação tipo <i>hummocky</i> , laminação convoluta e estromatólitos.
Ambiente	Leque Deltaico.	Intermaré.	Plataformal.

De acordo com o mesmo autor, o Conjunto Rio Branco engloba rochas carbonáticas intercaladas por filitos e quartzitos. Está posicionado tectonicamente sobre o Conjunto Juruqui, através das falhas da Colônia Venâncio e das Aranhas. O Conjunto Morro Grande caracteriza-se pela alternância de quartzitos, filitos e mármore. Posiciona-se sobre o Conjunto Rio Branco, através das falhas de Tranqueira – Pessegueiro.

3.4.6 Formação Setuva

A Formação Setuva (Bigarella e Salamuni 1956) é formada por xistos aluminosos, paragneisses, micaxistos, quartzo xistos e quartzitos que ocorrem na

região do Anticlinal do Setuva. Para os autores, ela estaria localizada na base da “Série Açungui”, seguida pelas formações Capiru e Votuverava em discordância angular e erosiva.

Marini (1970) propõe sua retirada do Grupo Açungui por considerá-la mais antiga. Ebert (1971) mencionou ortognaisses na região do antiforme do Setuva e denominou-os de Complexo Pré-Setuva. Fiori (1990) considerou este conjunto como uma tectonofácies entre o Grupo Setuva e o Complexo Costeiro. O termo Grupo Setuva foi introduzido por Popp et al. (1979) e adotado por uma série de autores nos anos 80. Foi dividido em Formação Betara e Formação Meia Lua na região do Núcleo Betara. Posteriormente, as formações Água Clara e Perau foram incluídas neste grupo (Fritzsens Junior et al. 1982). Pontes (1982) considerou a Formação Setuva como sendo mais antiga que o Grupo Açungui, em função do grau metamórfico mais elevado e complexo padrão estrutural. Chiodi Filho (1984) inseriu a Formação Itaiacoca como integrante da Formação Setuva. Hasui e Oliveira (1984) utilizaram a designação de Complexo Setuva para as rochas observadas nos núcleos das antiformas da Anta Gorda, Ouro Fino, Alto Açungui, Setuva e Betara. Campanha et al. (1987) indicaram a definição de Formação, em consequência de problemas de designações estratigráficas. Fiori (1992) e Fassbinder (1996) mudaram a condição da Formação Setuva para Grupo. Campanha e Sadowski (1999) ampliaram a abrangência da Formação Setuva, estabelecendo uma correlação entre ela e a Sequência Turvo-Cajati. Yamato (1999) propôs que a Formação Setuva poderia compor uma tectonofácies correlata à Formação Capiru e seu embasamento, correspondendo a um sistema de nappes.

Marini et al. (1967) descreveram paragneisses com intercalações de xistos, quartzitos e metabasitos para a Formação Setuva. Marini (1970) citou a ocorrência de mica xistos, filitos, quartzito filitos e quartzitos, além de milonitização nos gnaisses. Fuck et al. (1969) destacou lentes de mármore dolomítico e itabiritos na Formação Setuva. Popp et al. (1979) descreveu conglomerados oligomíticos, quartzito xistos, quartzitos e quartzito filitos na Formação Betara. Na Formação Meia Lua caracterizou paragneisses, quartzitos, mica xistos e metabasitos.

Soares (1987) definiu cinco associações metassedimentares formadas por quartzitos, sericita e muscovita quartzitos e biotita xistos; cálcio xistos, clorita e granada xistos e mármores; associação metavulcânica-sedimentar com biotita xistos

e formações ferríferas; unidade carbonática e, associação terrígena imatura e clorita xistos.

Scholl et al. (1982) destacou retrometamorfismo da fácies xisto verde sobre rochas da fácies anfibolito. Salamuni e Bigarella (1967) observaram duas grandes fases tectônicas (plástica e rígida) na Formação Setuva. Ebert (1971) reconheceu a aloctonia das rochas desta unidade, relacionando sua evolução estrutural com movimentos verticais. Silva et al. (1982) associaram o padrão estrutural a uma evolução polifásica regional. Hasui et al. (1984) interpretou as deformações da Formação Setuva como o resultado de cisalhamento dúctil, ligado aos movimentos crustais mais abrangentes.

3.4.7 Corpos graníticos no Terreno Curitiba

As atividades plutônicas no Terreno Curitiba são representadas por *stocks* e batólitos graníticos tardi a pós-tectônicos e anorogênicos, de caráter alcalino e peralcalino, tais como os Maciços de Agudos do Sul, Anhangava, Graciosa e Marumbi (Siga Junior 1995). Os corpos variam de circulares até elipsoidais, alongados na direção geral NE-SW, com dimensões variando de 15 até 400 Km² (Kaul et al. 1982). São isótipos e fazem contato com o Complexo Atuba através de zonas de falha (Siga Junior 1995).

O Granito Agudos do Sul, descrito por Fuck et al. (1967b), faz contato na porção sul e sudeste com as rochas do Terreno Luís Alves e a norte-noroeste com os gnaisses do Terreno Curitiba. É leucocrático, possui granulação média a grossa e textura equi a inequigranular. Caracteriza-se por feldspato potássico, plagioclásio, quartzo, biotita e hornblenda. Como acessórios são comuns a titanita, allanita, zircão, apatita, fluorita e opacos. Como produtos de transformação ocorrem a muscovita, clorita, epidoto e carbonato (Siga Junior 1995).

O Granito Anhangava, descrito por Fuck (1967), ocorre a leste e nordeste de Piraquara. Faz parte da Serra do Mar e aparece balizado pelas rochas do Terreno Curitiba. Exibe termos leucocráticos, com granulação fina a média e textura hipidiomórfica ou granular. É formado por quartzo, feldspato potássico, plagioclásio, biotita, hornblenda, anfibólios sódicos e piroxênios Na-Ca. Como acessórios ocorrem zircão, titanita, allanita, apatita, fluorita e opacos. Como produtos de transformação são observados cristais de epidoto, clorita, sericita e carbonato (Siga Junior 1995).

O Granito da Graciosa, descrito por Cordani e Girardi (1967), constitui as Serras dos Órgãos, Graciosa, Mãe Catira, Farinha Seca e Ibiteraque. Limita-se a oeste com os gnaisses e migmatitos do Terreno Curitiba e a leste com os granito-gnaisses do Terreno Paranaguá. Ocorre como rochas leucocráticas de granulação média ou porfirítica, com textura hipidiomórfica e granular. É formado por quartzo, feldspato potássico, plagioclásio, hornblenda, biotita, anfibólio sódico e piroxênio Na-Ca. Como minerais acessórios ocorrem zircão, titanita, apatita, allanita, fluorita e opacos. Como produtos de transformação notam-se a clorita, muscovita, epidoto e carbonatos (Siga Junior 1995).

O Granito Marumbi (Maack 1961) faz limite a oeste com as rochas do Terreno Curitiba e a leste com os gnaisses granulíticos do Terreno Luís Alves. Apresenta-se leucocrático, de granulação média e equigranular. A sua mineralogia é formada por quartzo, feldspato potássico, plagioclásio e biotita (Siga Junior 1995).

Chiodi Filho et al. (1989) sugeriram que as rochas são derivadas de fusão de crosta continental e possuem natureza pós-colisional. Siga Junior et al. (1994) definiram os granitos como resultantes da colisão entre os terrenos Luís Alves, Curitiba e Paranaguá e, associaram essas rochas como de caráter tardi a pós tectônico. Kaul e Cordani (2000) sugeriram que os corpos graníticos se originaram devido a colisão dos terrenos, sucedidos de movimentos transtrativos associados a falhas de caráter sinistral.

Siga Junior (1995) associou a colocação desses corpos graníticos a regimes tectônicos distensivos relacionadas a processos de adelgaçamento crustal. As idades (U-Pb em zircão e Rb-Sr em rocha total) indicam o intervalo de 600-550 Ma e representam o período de colocação destes corpos. As idades K-Ar em biotitas e anfibólios (550-500 Ma) indicam o período de resfriamento das rochas graníticas. As idades modelo (2,1-1,85 Ga) sugerem o período de diferenciação dos protólitos que originaram esses granitos. Na mesma época de formação dos granitos, ocorria a estabilidade tectônica do Terreno Curitiba e o vulcanismo ácido das bacias Guaratubinha, Campo Alegre e Corupá.

Kaul (1997) diferenciou duas fases de distensão litosférica, que seriam responsáveis pela formação das bacias vulcanossedimentares de Campo Alegre, Guaratubinha e Corupá; pelo alojamento dos corpos graníticos e pela geração dos diques félsicos.

4 FUNDAMENTAÇÃO TEÓRICA

4.1 MIGMATITO: DEFINIÇÃO E GÊNESE

Como a área a ser pesquisada é formada em grande parte por rochas migmatíticas, se faz importante o entendimento de como são formadas. A gênese dos migmatitos é objeto de pesquisas desde o século passado, devido sua singularidade e complexidade. De acordo com Sawyer (2008) o debate sobre os processos envolvidos na sua formação tem sido ligado com as concepções de como ocorre o metamorfismo regional de alto grau e como as rochas graníticas são formadas. As principais contribuições aos estudos dos migmatitos vieram com autores abaixo relacionados.

Mehnert (1968) indicou o papel fundamental da fusão parcial na formação dos migmatitos. Definiu migmatito como uma rocha composta por duas ou mais partes petrograficamente diferentes em escala megascópica, sendo uma de aspecto metamórfico e a outra de caráter granítico ou plutônico. Descreveu o paleossoma como a parte não alterada ou levemente modificada da rocha parental ou encaixante e o neossoma como sendo a parte nova formada no migmatito. Este foi subdividido em leucossoma e melanossoma (FIGURA 19).

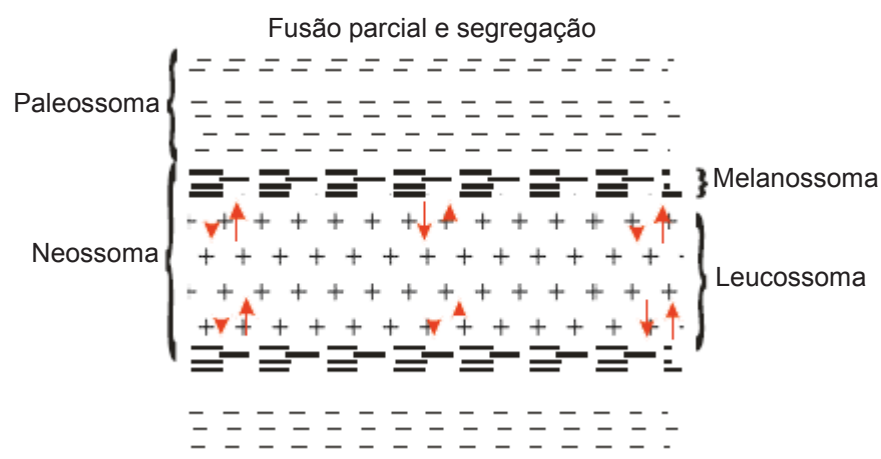


FIGURA 19 – Classificação dos migmatitos em paleossoma e neossoma. Fonte: Mehnert (1968).

Brown (1973) designou o termo migmatito às rochas originadas por anatexia e observou mudanças morfológicas devido à deformação heterogênea, fracionamento por fusão ou pela natureza da rocha original. Dividiu os migmatitos em metatexitos e diatexitos.

Ashworth (1985) definiu migmatito como uma rocha encontrada em terreno metamórfico de grau médio a alto, penetrativa, não homogênea em escala macroscópica, com uma porção clara de composição quartzo-feldspática ou feldspática. Sugeriu a injeção de material externo, metassomatismo, diferenciação metamórfica e fusão parcial como possíveis processos para formação dos migmatitos.

Sawyer (2001) observou que na escala cristalina, filmes de fusão são pervasivos e distribuídos ao longo dos limites de grãos, sendo que a maioria da fusão está localizada paralelamente à foliação principal da rocha. Mostrou que em migmatitos o fluxo magmático é definido por minerais alongados.

Sawyer (2008) explicou os migmatitos como rochas de grau metamórfico médio a alto, heterogêneas e compostas por quatro partes principais: uma parte que não fundiu, uma porção que sofreu fusão parcial e reteve o fundido, uma fração que sofreu fusão parcial e perdeu parte ou praticamente todo o fundido e uma parcela que ganhou fundido ou concentrou o fundido gerado. Cada uma dessas partes tem a sua própria gama de morfologias, assembleia mineral e microestruturas.

4.1.1 Classificação morfológica dos migmatitos

Mehnert (1968) introduziu 13 termos morfológicos que descrevem a aparência geral de um migmatito em uma escala maior do que um afloramento. Segundo Sawyer (2008) este esquema não foi explicado em termos de processos petrológicos e, em geral, provou ser insatisfatório por não fornecer uma maneira de entender como a morfologia de um migmatito está relacionada a outra e, por apresentar termos que foram projetados para serem não genéticos, sendo que a maioria das morfologias é resultado da fusão parcial.

Assim, procurando superar as limitações da proposta de Mehnert (1968), Sawyer (2008) apresentou uma classificação morfológica com a intenção de determinar quais fatores controlam a aparência de um migmatito na escala de afloramento. Esta abordagem leva em consideração como as diferentes morfologias de migmatitos se formaram e como estão relacionadas entre si, além de fornecer uma base viável para o mapeamento de migmatitos. De acordo com Sawyer (2008) os migmatitos foram divididos morfolologicamente em primeira, segunda e terceira ordem (FIGURA 20).

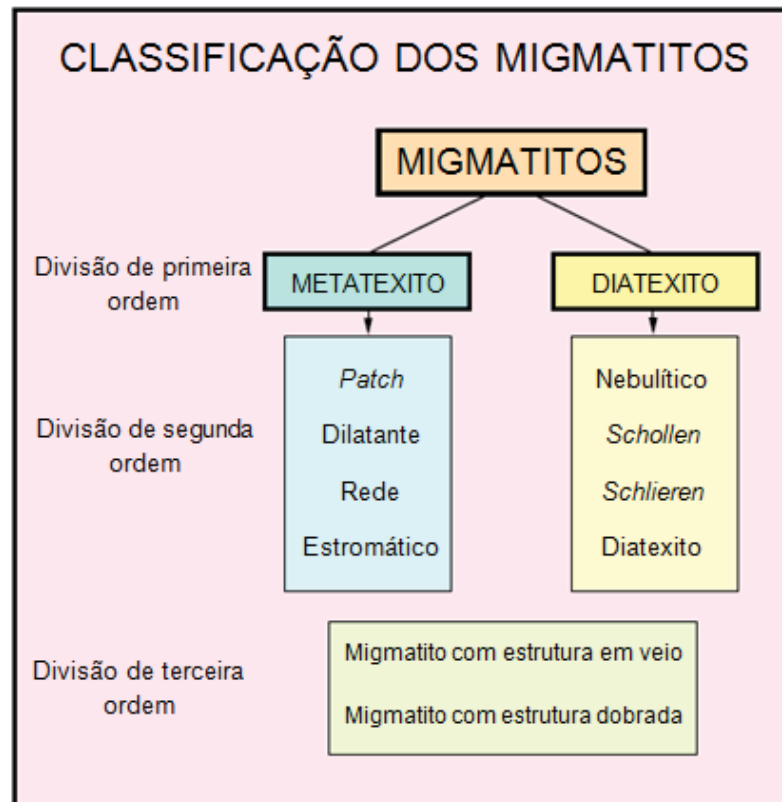


FIGURA 20 – Classificação dos migmatitos em primeira, segunda e terceira ordem. Fonte: Sawyer (2008).

4.1.1.1 Divisão morfológica de primeira ordem: metatexito e diatexito

Estudos de campo realizados em terrenos anatéticos (Brown 1979, Sawyer e Barnes 1988, Sawyer 1998, Solar e Brown 2001) revelaram uma mudança na morfologia dos migmatitos conforme o aumento do grau metamórfico. Nas rochas submetidas ao grau inferior (pouco acima de 650°C), o paleossoma é dominante no migmatito e estruturas anteriores à fusão parcial são preservadas nele. O neossoma é caracterizado por corpos estreitos de leucossoma e limitado pelo melanossoma. Nas porções formadas por maior grau metamórfico, em torno de 900°C, há uma mudança na morfologia do migmatito. O neossoma torna-se dominante e o leucossoma é muito mais abundante do que o material residual. Este ocorre como *schlieren* de minerais máficos no leucossoma, juntamente com *schollen* ou *rafts* de paleossomas e melanossomas. No geral, o paleossoma não é abundante em migmatitos de maior grau e pode até estar ausente. As estruturas anteriores à fusão parcial estão ausentes e substituídas por estruturas sin-anatéticas, como a foliação magmática ou submagmática, ou um bandamento de fluxo (Sawyer 2008).

A transição de uma morfologia para a outra é gradual em alguns terrenos migmatíticos. No entanto, a passagem de uma para a outra pode ser abrupta e comumente tectônica, pois coincide com domínios de alta deformação por cisalhamento (Brown e Solar 1998). A mesma mudança na morfologia de migmatitos ocorre entre as partes externas e internas das auréolas de contato afetadas pela fusão parcial (Hobson et al. 1998, Johnson et al. 2003). Essa dupla divisão morfológica dos migmatitos envolve o antigo esquema de metatexito e diatexito. Os tipos dominados por paleossomas foram considerados como tendo sido formados a partir de baixos graus de fusão parcial e foram chamados de metatexitos, enquanto que os tipos constituídos por neossomas foram interpretados como sendo o resultado de uma fusão parcial quase completa e chamados de diatexitos (Mehnert 1968, Ashworth 1985).

A perspectiva da mudança de metatexito para diatexito com o aumento da temperatura revela-se incompleta na proposta de Sawyer (2008). Segundo o mesmo autor, a divisão de primeira ordem deve ser considerada em termos da fração do fundido no migmatito (FIGURA 21).

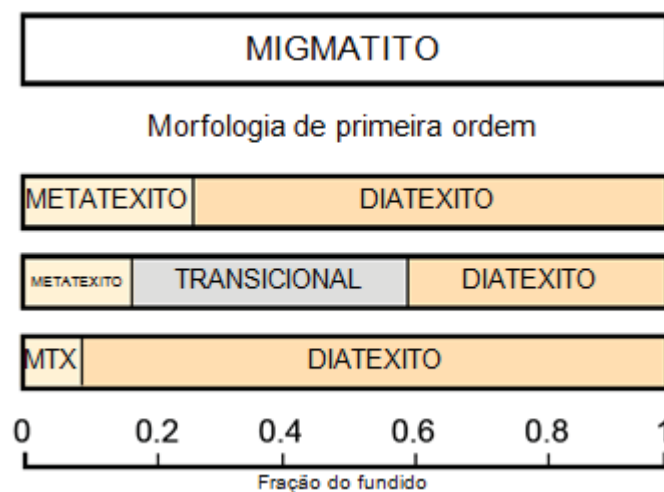


FIGURA 21 – Divisão de primeira ordem relacionando a taxa de fusão e a proporção de fundido presente. Fonte: Sawyer (2008).

Na definição de Sawyer (2008), o metatexito é um migmatito heterogêneo em escala de afloramento, cujas estruturas anteriores à fusão parcial são preservadas no paleossoma. A segregação entre leucossoma e resíduo é comum. O diatexito é um migmatito no qual o neossoma é dominante e o fundido é distribuído de modo penetrativo. As estruturas pré-fusão parcial quando presentes no resíduo

não apresentam coerência estrutural e são substituídas por estruturas de fluxo magmático ou por leucossoma isotrópico. Pode ocorrer paleossoma na forma de *schollen*. O neossoma tem aparência variável, desde leucocrático até melanocrático.

4.1.1.2 Divisão morfológica de segunda ordem

A morfologia de um migmatito no início da fusão parcial será controlada pelos fatores físico-químicos que determinam o local exato em que se formou a primeira fusão e, portanto, o neossoma *in situ*. Essa morfologia é mais bem conservada em ambientes onde as tensões diferenciais são menores. No entanto, tensões diferenciais que atuam na medida em que o neossoma *in situ* aumenta farão com que a fração de fusão migre para estruturas dilatadoras no migmatito. Consequentemente, mudanças adicionais na morfologia de migmatitos não se devem unicamente ao processo petrológico de fusão parcial, mas da interação de outros dois fatores, como a proporção de fusão em diferentes partes do migmatito e da maneira como as rochas respondem à tensão diferencial enquanto a fusão está presente. A localização dos locais dilatados é controlada pela distribuição das camadas competentes e pela forma como a deformação ocorreu. Parte dessa resposta será influenciada pela distribuição inicial e pré-anatética de litologias competentes e incompetentes, mas também será controlada pelas estruturas que se formaram durante a deformação e pelo local da coleta de fusão (Sawyer 2008). À medida que a fração de fusão aumenta, a deformação é dividida cada vez mais nas partes que fundem (Vigneresse e Tikoff 2000).

As morfologias de segunda ordem estão relacionadas à deformação sin-anatética e a subdivisão de metatexito-diatexito (FIGURA 22). A deformação é usada qualitativamente para diferenciar rochas mais deformadas de rochas menos deformadas. A maior parte da diversidade morfológica nos migmatitos de metatexitos deriva da anisotropia inerente ao paleossoma, em vez da magnitude da deformação sin-anatética ou da fração de fusão presente. A alta deformação geralmente resulta em morfologias mais simples, porque todas as partes dos migmatitos são fortemente atenuadas ou transpostas. Os paleossomas, leucossomas e neossomas tendem a se tornarem paralelos e a morfologia geral é estromática ou em camadas. Assim, os critérios que são relacionados à deformação, como a continuidade lateral do leucossoma, não fornecem uma boa base para

definir metatexitos, ou para distinguir o metatexito dos diatexitos. Em contrapartida, as variações morfológicas que ocorrem dentro dos diatexitos são quase inteiramente uma função da fração de fusão presente. Como os magmas são pouco resistentes, as estruturas de fluxo e as foliações são formadas com tensões de cisalhamento baixas (Sawyer 2008). A deformação intensa resulta em orientações preferenciais de enclaves e minerais (Arbaret et al. 1997), nesse caso, não ocorre uma mudança significativa na morfologia.

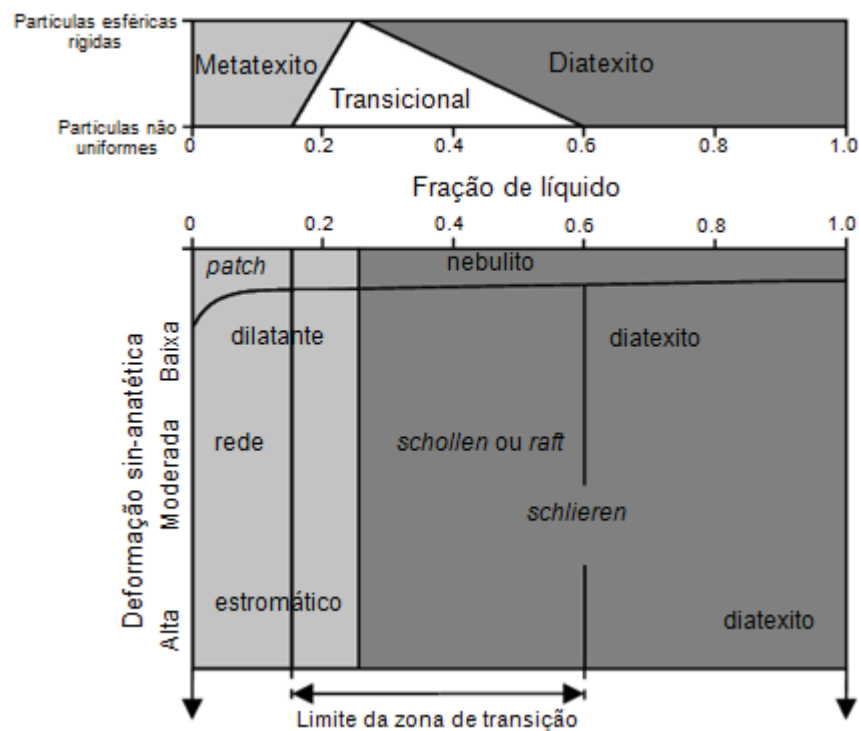


FIGURA 22 – A divisão de segunda ordem relaciona a proporção de fusão e estruturas dos migmatitos. Fonte: Sawyer (2008).

A maioria das morfologias de segunda ordem são características de rochas pouco deformadas. No entanto, os resultados de modelos numéricos (Jamieson et al. 2004) indicam que muitos terrenos exumados de migmatitos são suscetíveis a experimentar uma tensão sin-anatética muito alta.

As principais categorias morfológicas de metatexitos são os migmatitos *patch*, migmatitos de estruturas dilatantes, migmatitos em rede e migmatitos estromáticos. Os diatexitos podem apresentar os migmatitos *schollen* ou *raft* e migmatitos *schlieren* (Sawyer 2008).

4.1.1.3 Divisão morfológica de terceira ordem: migmatitos com estruturas dobradas e migmatitos com estruturas em veios

Os veios e dobras em migmatitos, definidos por Mehnert (1968), ocorrem em metatexitos e diatexitos. O principal controle sobre a morfologia das estruturas dobradas em migmatitos está ligado à fração de fusão presente e, a forma ou geometria da anisotropia no migmatito. Em metatexitos, onde predominam os paleossomas, as dobras podem se formar por processos de flambagem. Nos diatexitos, onde o neossoma é dominante, as dobras se desenvolvem devido às instabilidades do fluxo. A morfologia dos migmatitos que contêm veios não é controlada pela fração de fusão, mas pela capacidade da rocha se fraturar por fraturamento rúptil ou dútil (Sawyer 2008).

Os migmatitos com estruturas dobradas que se desenvolveram nos estágios iniciais da anatexia possuem morfologias que são controladas pela diferença de competência entre as camadas no paleossoma. Em rochas incompetentes, as dobras no paleossoma são semelhantes, mas se houver camadas mais competentes, podem ocorrer dobras por flambagem. Durante o dobramento, parte da fusão migra para os lugares dilatados, resultando em leucossoma nas charneiras das dobras e entre as camadas dobradas, nos planos axiais ou nos flancos das dobras (Sawyer 2008). Se as camadas competentes estiverem presentes, a fusão também ocupará uma série de fraturas radiais, que podem se desenvolver em torno das charneiras das dobras (Collins e Sawyer 1996).

Os corpos de leucossoma em alguns metatexitos podem estar orientados paralelamente aos planos axiais das dobras sin-anatéticas (Brown 1994). São delgados com limites suaves ou espessos e irregulares. O melanossoma está ausente ou ocorre em torno do leucossoma. Em alguns migmatitos, o leucossoma se acumula nos planos axiais das dobras e é rico em feldspato potássico (Jamieson 1984). McLellan (1984) observou que quando a fusão é atingida, há uma progressão de dobras planares, cilíndricas, para dobras não cilíndricas, não planares, desarmônicas e convolutas, com superfícies de descolamento entre algumas camadas.

Os migmatitos com estruturas em veios contêm uma ou mais gerações de veios leucocráticos discordantes. Estes possuem composição granítica, granodiorítica ou tonalítica e podem estar deformados. Alguns veios têm minerais

máficos orientados paralelamente às suas paredes. Bordas espessas com composições residuais raramente são desenvolvidas em torno de veios leucocráticos discordantes. Por outro lado, certas margens máficas são características muito comuns, e estas podem ter se formado como resultado de uma reação entre as paredes do veio e a massa fundida injetada (Sawyer 2008).

4.2 MICROESTRUTURAS

As microestruturas e texturas que se desenvolvem em diferentes níveis de tensão (Passchier e Simpson 1986), têm auxiliado na interpretação da dinâmica, da história do movimento em zonas de falhas e no reconhecimento das interações entre deformação, processos metamórficos e ação de fluidos (McCaig 1987). As microestruturas podem resultar de vários processos de deformação, ocasionando a formação de estruturas sobrepostas. Pode haver também deformações sem que se produzam novas estruturas (Passchier e Trouw 2005, Vernon 2004). A separação das evidências microestruturais do estado magmático e sólido foi organizada usando como base o trabalho de Vernon (2000).

4.2.1 Evidências microestruturais do estado magmático

O fluxo magmático pode ser definido como a deformação por deslocamento do fundido, com consequente rotação de cristais rígidos, sem interferência suficiente entre cristais para causar deformação plástica (Paterson et al. 1989). As evidências estruturais do estado magmático incluem:

- a) O alinhamento paralelo a sub-paralelo de cristais euédricos alongados que não estão deformados internamente (Vernon 2000). Paterson et al. (1998) sugeriram que o alinhamento dos cristais não seria preservado a menos que o magma atingisse uma viscosidade suficientemente alta para que não fosse removido por fluxo posterior.
- b) A imbricação de cristais euédricos alongados que não são deformados internamente (Blumenfeld e Bouchez 1988).
- c) A deformação insuficiente no estado sólido em regiões entre cristais orientados ou imbricados (Vernon 2000).

- d) O alongamento de enclaves de microgranitoides sem deformação plástica dos minerais (Paterson e Vernon 1995).
- e) As foliações de fluxo magmático e enclaves de microgranitoides defletidos em torno de xenólitos (Vernon 2000).
- f) Camadas de *schlieren* (Tobisch et al. 1997) sem deformação plástica nos minerais envolvidos. Essas seis características são consistentes com a rotação de cristais, em um meio pouco resistente que não registra a deformação (Vernon 2000). O alinhamento de cristais ocorre durante os estágios finais do resfriamento do magma (Paterson e Fowler 1993).
- g) Filmes finos de quartzo, plagioclásio e feldspato potássico ao longo dos limites de grãos (Mehnert et al. 1973).
- h) Texturas de reação fundido-sólido envolvendo fases residuais ferromagnesianas (Sawyer 1999).
- i) Os minerais reagentes tornam-se arredondados e podem ocorrer como inclusões no fundido (Busch et al. 1974).
- j) Grãos de plagioclásio com fraturas preenchidas por quartzo (Blumenfeld e Bouchez 1988).
- k) O crescimento de faces cristalinas de feldspato potássico ou plagioclásio contra os grãos de quartzo (Vernon e Collins 1988).
- l) Os cristais alongados de feldspato com zoneamento oscilatório (Vernon 1976).
- m) Os limites lobados dos cristais de quartzo (Vernon 1999).
- n) A geminação simples em feldspato potássico (Vernon 1986).
- o) Os fenocristais de feldspato potássico com inclusões zonais de plagioclásio (Vernon 1986).
- p) Trilhas de inclusão ausentes (Brown 1998).
- q) O feldspato com geminações paralelas ao alongamento (Vernon 1999) e zoneamento truncado por limites de grãos (Vernon et al. 1987).

4.2.2 Evidências microestruturais do estado sólido

As evidências de fluxo no estado sólido incluem uma série de características microestruturais (Vernon 1976), muitas das quais normalmente encontradas em uma rocha. As evidências de fluxo no estado sólido abrangem a deformação interna e a

recristalização de grãos (Paterson et al. 1989); as caudas recristalizadas em porfiroclastos; o alongamento de agregados recristalizados; a redução de tamanho dos grãos devido à recristalização e à neocristalização (Vernon 2000); a foliação anastomosada de grãos finos que circunda relíctos menos deformados (Vernon 1987); a geminação de microclínio (Bell e Johnson 1989); a mirmequita (Simpson e Wintsch 1989); as pertitas em chamais no feldspato alcalino (Pryer e Robin 1995); a boudinagem de minerais resistentes, tipicamente com agregados recristalizados de minerais menos resistentes entre os *boudins*; a foliação anastomosada passando através, ao invés de passar ao redor de enclaves (Vernon 2000); a deformação heterogênea com zonas miloníticas locais (Passchier e Trouw 2005); os porfiroblastos de feldspato potássico caracterizados por inclusões esféricas aleatórias ou dispostas em trilhas (Vernon 1968); e a combinação da deformação dúctil e rúptil em rochas ígneas deformadas no estado sólido (Vernon 2000).

4.2.3 Transições do estado magmático para o estado sólido

As transições do fluxo magmático para o fluxo no estado sólido são possíveis durante o resfriamento do magma, especialmente durante a deformação regional (Paterson et al. 1989). O fluxo no estágio tardio da cristalização (fluxo submagmático) envolve o fluxo suportado por grãos, em oposição ao fluxo magmático, que abrange o fluxo de suspensão de grãos. O fluxo submagmático compreende a deformação dos minerais sólidos, bem como o fluxo da pequena quantidade de fusão presente (Vernon 2004).

Estudos experimentais indicam que uma mudança do fluxo suportado por grãos para o fluxo de suspensão geralmente ocorre em magmas com conteúdos de fusão entre 20% a 40% e, que grandes quantidades de deformação podem se acumular em magmas sem serem registradas pela trama final. Em porcentagens de fusão mais baixas, dependendo dos minerais e suas formas, a deformação pode ser acomodada por deslizamento de limite de grão auxiliado pela fusão; migração de limite de grão por fusão de contato; partição da deformação em zonas ricas em fusão; deformação plástica intracristalina; e transferência do fundido para locais de baixa tensão (Paterson et al. 1998). A evidência de alguns desses processos podem não aparecer na trama da rocha (Park e Means 1996). A única indicação de deformação na ausência de plasticidade cristalina pode ser uma trama de aparência

magmática (Nicolas 1992). Além disso, as microestruturas de fluxo magmático podem ser obliteradas pelo fraturamento, plasticidade cristalina e recristalização antes que o magma atinja o *solidus* (Paterson et al. 1998). Muitas rochas mostram evidências de fluxo de estado sólido sobreposto ao fluxo magmático. A evidência de fluxo magmático é comumente preservada em rochas metamórficas félsicas deformadas (Vernon 2000).

Vários critérios sugerem o fluxo submagmático, incluindo plagioclásio recristalizado sugerindo temperaturas superiores a 450°C (Voll 1976), feldspato potássico recristalizado com lamelas de exsolução (Paterson et al. 1989), temperatura acima do *solidus* saturado em água, obtido a partir das composições do plagioclásio recristalizado e K-feldspato (Vernon et al. 1983), plagioclásio relativamente cálcico com mirmequita (Vernon et al. 1983), evidência de uma mudança de deformação homogênea para heterogênea (Paterson et al. 1989), transições de imbricação magmática para arranjos S/C de estado sólido (Blumenfeld e Bouchez 1988), evidência de deslizamento-c em quartzo (Mainprice et al. 1986), evidência de deformação dúctil e recristalização em hornblenda (Miller e Paterson 1994), orientações de eixos-c de quartzo em rochas fortemente deformadas (Law et al. 1992), sobrecrecimentos livres de trilhas de inclusão em minerais com trilhas de inclusão, como o feldspato potássico (Vernon 1999) e, minerais magmáticos tardios em sombras de pressão ou entre grãos fragmentados (Paterson et al. 1989).

Embora os critérios possam sugerir deformação próxima ao *solidus*, não indicam necessariamente uma transição contínua da deformação magmática para a deformação no estado sólido (Paterson et al. 1989). O melhor parâmetro de fluxo submagmático é a transferência de fundido durante altas temperaturas de deformação plástica ou rúptil, desde que o líquido esteja presente em quantidades muito pequenas para permitir o fluxo magmático (Vernon 2000).

As características mesoscópicas que indicam o fluxo submagmático são as foliações de estado sólido cortadas por zonas com pouca ou nenhuma deformação de estado sólido ou por veios com foliações de fluxo magmático (Vernon et al. 1989). Também podem ocorrer zonas de cisalhamento locais com características de fluxo magmático, dobras formadas por minerais com microestruturas magmáticas e de estado sólido e, diques *boudinados* com *necks* (Miller e Paterson 1994).

4.3 DEFORMAÇÃO MULTIFÁSICA E DEFORMAÇÃO PROGRESSIVA

Segundo Davis (1984) a análise estrutural é constituída pelas análises descritiva, cinemática e dinâmica. Os aspectos mais importantes da geologia estrutural são observações cuidadosas, anotações detalhadas e o tratamento dos dados (Fossen 2012).

A partir da década de 1950 (Weiss e McIntyre, 1957), as relações de superimposição foram associadas a fases de deformação. Uma fase de deformação pode ser definida como um intervalo de tempo da história da deformação de uma região, em que estruturas secundárias são geradas de modo contínuo, com uma expressão em comum, em resposta a um mesmo campo de tensão, de deformação ou a um padrão cinemático. As condições de pressão, temperatura, campo de esforços e cinemática podem variar durante a deformação (Basei 1985, Marshak e Mitra 1988, Fossen 2012). Segundo Fiori (1990) uma fase de deformação define um evento penetrativo, único e característico de uma determinada área. Segundo Fossen et al. (2019) cada fase de deformação resulta em uma família de estruturas, baseada em estilo, idade, geometria, hierarquia estrutural, tensões principais, eixos de estiramento instantâneo e orientação. Devem estar relacionadas a grandes eventos tectônicos ou a mudanças significativas nas condições tectônicas.

Passchier e Trouw (2005) consideram as fases de deformação como períodos de deformação em uma escala que excede a de um único afloramento. Estão separadas por intervalos com pouca ou nenhuma deformação.

Uma proposição muito importante na reconstrução da história tectônica de uma área é a superposição, que determina as idades relativas de duas ou mais estruturas encontradas em um mesmo afloramento. O estilo estrutural e a atitude não são bons critérios para distinguir uma fase de deformação, porque o estilo é influenciado por variações reológicas, aspectos locais e por variações na magnitude da deformação. As relações das idades relativas entre estruturas não é de fácil entendimento, mesmo que as estruturas ocorram em uma mesma área ou afloramento. As estruturas podem formar-se de modo contínuo e progressivo ou em fases discretas (Fossen 2012).

Passchier et al. (1993) propuseram que as relações de superposição são maneiras diretas e simples de datar estruturas geológicas, e uma ferramenta importante para reconstruir as sequências de fases de deformação em terrenos

gnáissicos. Segundo Machado e Endo (1994) a superposição de estruturas é caracterizada pela mudança de vetores com orientações distintas.

Williams (1983) observou que as fases de deformação podem ser separadas por períodos sem deformação e que dobras, *boudins* ou foliações que se originaram durante uma fase de deformação possuem características distintas, em função do metamorfismo, *strain* e direção de encurtamento global. Para Ramsay (1967) a superposição de estruturas é fundamentada no preceito de que materiais podem se dobrar e redobrar quando submetidos a um esforço.

A deformação progressiva refere-se a um período de deformação contínua, durante a qual podem formar-se estruturas compostas, com variação significativa no estilo e orientação. Pode ser entendida como a história de acúmulo de deformação ao longo do tempo sob fluxo constante ou não estável (Fossen et al. 2019).

A deformação progressiva pode produzir estruturas que erroneamente são interpretadas como evidência de fases múltiplas de deformação. Os padrões de interferência de dobras se formam quando um conjunto mais antigo de dobras é sobreposto por um mais jovem (Ramsay 1967). No entanto, diferentes tipos de padrões de interferência podem se desenvolver durante a deformação progressiva. Os padrões de interferência Tipo 2 de Ramsay (1967) poderiam ser gerados por amplificação passiva de irregularidades de camadas locais ou por perturbações de fluxo durante o cisalhamento simples (Fossen et al. 2019). Os padrões de interferência tipo 3 podem ser produzidos durante a deformação progressiva por constrição (Ghosh et al. 1995). Também podem ocorrer outras classes de dobras associadas à deformação progressiva, como dobras complexas ao redor de lentes ou *pods* (Bell e Hammond, 1984), dobras em bainha, dobras de interação durante a propagação lateral (Fossen 1993) ou dobras relacionadas às zonas de cisalhamento (Adamuszek e Dabrowski 2017).

Dobras assimétricas formadas durante uma única fase precisam ser cinematicamente coerentes. Isso não significa que as estruturas devam mostrar em todo lugar a mesma direção de cisalhamento, mas elas devem refletir um padrão cinemático no espaço e no tempo que pode ser explicado em termos de deformação progressiva. Existem dois tipos de indicadores cinemáticos: aqueles que parecem indicar o sentido errado de cisalhamento (dobras parasitas e dobras assimétricas relacionadas a irregularidades pré-dobramento ou rotações durante a deformação) e

aqueles que realmente refletem um desvio do sentido geral de cisalhamento em uma região (Fossen et al. 2019).

No caso de duas foliações que se cortam, Ghosh et al. (1995) sugeriram que uma deformação constricional monofásica pode originar duas clivagens, sendo uma superimposta a outra. Uma clivagem que corta obliquamente a superfície axial de uma dobra é considerada como uma fase de deformação secundária. No entanto, pode ser demonstrado que relações de corte também se formam durante uma fase única de deformação (Johnson e Woodcock 1991). Nesse caso, as dobras devem ter rotacionado durante a deformação não coaxial em relação aos eixos de encurtamento instantâneo (ISA) (Fossen et al. 2019). As deformações 3D podem criar uma grande variedade de situações em que o redobramento e a superimposição de foliações podem ocorrer. A transpressão e a trantensão representam espectros da deformação 3D e podem ser caracterizados por modelos simples (Fossen e Tikoff 1998). Essas deformações produzem estruturas com uma grande variedade de geometrias, estilos e orientações (Fossen et al. 2019). O estilo estrutural e a orientação podem variar porque os caminhos de deformação são não-lineares e envolvem mudanças contínuas na geometria e na trama da rocha (Fossen e Tikoff 1998).

5. RESULTADOS

5.1 Aeromagnetometria e Aerogamaespectrometria do Complexo Atuba e arredores, leste do Estado do Paraná

Aeromagnetometry and Aerogammaspectrometry of Atuba Complex and surroundings, eastern Paraná State

MICHELANGELO TISSI BALDIN, EDUARDO SALAMUNI, LUÍS GUSTAVO DE CASTRO

Departamento de Geologia, Universidade Federal do Paraná. Av. Cel. Francisco H. dos Santos, s/n - Jardim das Américas, Curitiba -PR, CEP. 81270-460. Emails: miche_georock@yahoo.com.br; salamuni@ufpr.br; lgcastro7@gmail.com

Resumo

As rochas do Complexo Atuba afloram na porção leste do Estado do Paraná e compreendem a região sul do Cinturão Ribeira. Situam-se a norte do Terreno Luís Alves e estão enquadradas no Terreno Curitiba. A pesquisa foi desenvolvida por meio de aeromagnetometria e aerogamaespectrometria. A aeromagnetometria permitiu interpretar os traçados de lineamentos e estabelecer o arcabouço estrutural da área de estudo, porém não conseguiu separar de forma definida o Complexo Atuba do Grupo Açungui. As grandes zonas de cisalhamento definidas pela Zona de Cisalhamento Lancinha-Cubatão e Zona de Cisalhamento Curitiba estão encobertas e mascaradas pelos diques básicos mesozoicos. Os lineamentos com direção NE-SW são escassos e correspondem às falhas e fraturas observadas principalmente no domínio do Complexo Atuba e da Bacia Sedimentar de Curitiba. As orientações NW-SE aparecem em grande proporção e estão relacionadas às falhas e aos diques. O método gamaespectrométrico está de acordo com o mapa geológico e possibilitou observar a dispersão dos elementos K, Th e U.

Palavras-chave: Terreno Curitiba; Aeromagnetometria; Método gamaespectrométrico.

Abstract

The rocks of the Atuba Complex emerge in the eastern portion of the state of Paraná and comprise the southern region of the Ribeira Belt. They are located north of the Luís Alves Land and are framed in the Curitiba Terrain. The research was developed by means of aeromagnetometry and aerogammaspectrometry. Aeromagnetometry allowed the interpretation of the lineament tracings and established the structural framework of the study area, but was unable to separate the Atuba Complex from the Açungui Group. The large shear zones defined by the Lancinha-Cubatão Shear Zone and Curitiba Shear Zone are undercover and masked by the mesozoic basic dikes. NE-SW-directed lineaments are scarce and correspond to the faults and fractures observed mainly in the Atuba Complex and Curitiba Sedimentary Basin domain. NW-SE orientation appear in large proportion and are related to faults and dikes. The gamma-spectrometric method is in agreement with the geological map and allowed to observe the dispersion of the elements K, Th and U.

Keywords: Curitiba Terrain; Aeromagnetometry; Gamma-spectrometric method.

INTRODUÇÃO

A presente pesquisa envolve um estudo baseado em métodos magnetométricos e gamaespectrométricos das rochas metamórficas de médio a alto grau do Complexo Atuba (Siga Junior et al., 1995), inseridas no âmbito do Terreno Curitiba (Siga Junior, 1995; Heilbron et al., 2008; Faleiros, 2008), na porção leste do Estado do Paraná. O Terreno Curitiba está limitado a noroeste pelas sequências metassedimentares dos Grupos Açungui e Setuva e, a sudeste, pelos gnaisses granulíticos do Terreno Luís Alves (Fuck et al., 1967; Basei et al., 1990; Siga Junior et al., 1995; Salamuni, 1998). No contexto da Província Mantiqueira, o Complexo Atuba está localizado no Cinturão Ribeira. Este é formada por rochas arqueanas, paleoproterozoicas, mesoproterozoicas e neoproterozoicas (Tassinari et al., 2001).

A área de trabalho localiza-se principalmente na cidade de Curitiba e arredores, no leste do Estado do Paraná, abrangendo uma área de aproximadamente 1250 km² (Figura 1). Inclui os municípios de Colombo, Campo Largo, Quitandinha, Balsa Nova e São José dos Pinhais. Compreende aproximadamente as longitudes oeste 49°00 e 49°40 e as latitudes sul 25°00 e 25°50. A área conta com boa rede viária. O acesso principal à porção de interesse pode ser feito pela BR-116, BR-277, BR-376 e BR-476, todas pavimentadas e com possibilidade de tráfego durante o ano todo. As estradas secundárias, trilhas e picadas complementam os acessos. A rede de drenagem da região é constituída principalmente pelos rios Passaúna, Palmital, Iguaçu e Atuba.

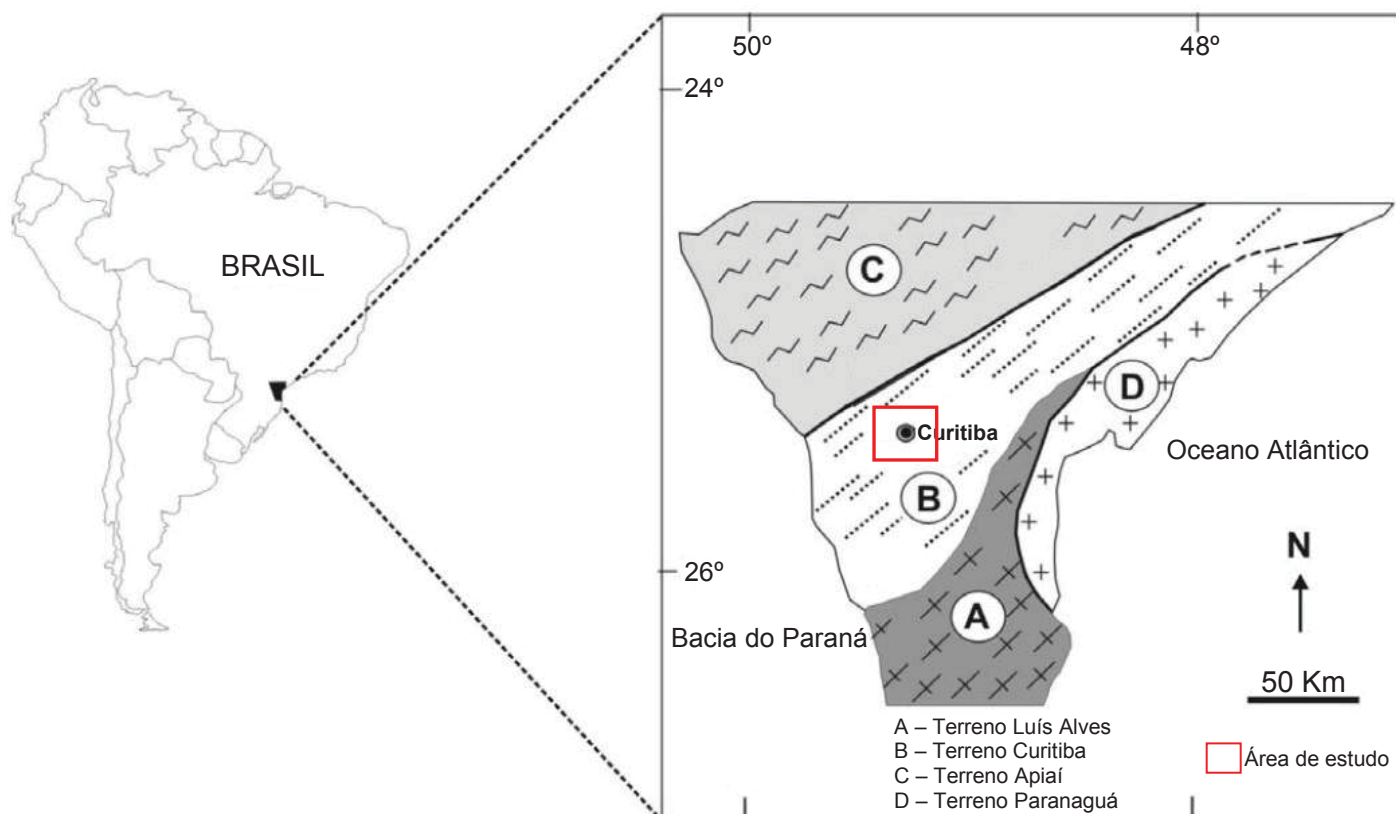


Figura 1 – Localização e acessos à área de estudo. Fonte: modificado de Sato et al. (2009).

O objetivo principal deste trabalho é definir as unidades geológicas e o arcabouço estrutural da área de trabalho, estabelecendo relações com os grandes lineamentos de direção

NE (Zona de Cisalhamento Lancinha-Cubatão e Zona de Cisalhamento Curitiba). Como objetivos secundários destacam-se o mapeamento de falhas, fraturas e diques de direção NW intrudidos no embasamento, juntamente com a verificação da distribuição espacial das estruturas em subsuperfície.

A pesquisa pretende utilizar a resposta geofísica das unidades para aprofundar o conhecimento dos terrenos pré-cambrianos no Estado do Paraná, utilizando métodos de análise qualitativa. Desta forma, espera-se que o desenvolvimento dessa pesquisa possa contribuir com mais dados a respeito da geologia do leste paranaense.

MATERIAIS E MÉTODOS

O trabalho foi desenvolvido por meio do processamento, interpretação e integração de dados geofísicos referentes ao Projeto Aerogeofísico Paraná – Santa Catarina (Figura 2), que abrangeu parte do Estado do Paraná. De acordo com CPRM (2011) o levantamento foi caracterizado por linhas de vôo espaçadas de 500 m e linhas de controle com intervalos de 10 km, orientadas preferencialmente nas direções N-S e E-W. Os dados de magnetometria e gamaespectrometria foram desenvolvidos no *software* Geosoft Oasis Montaj 2007, versão 6.4.2.

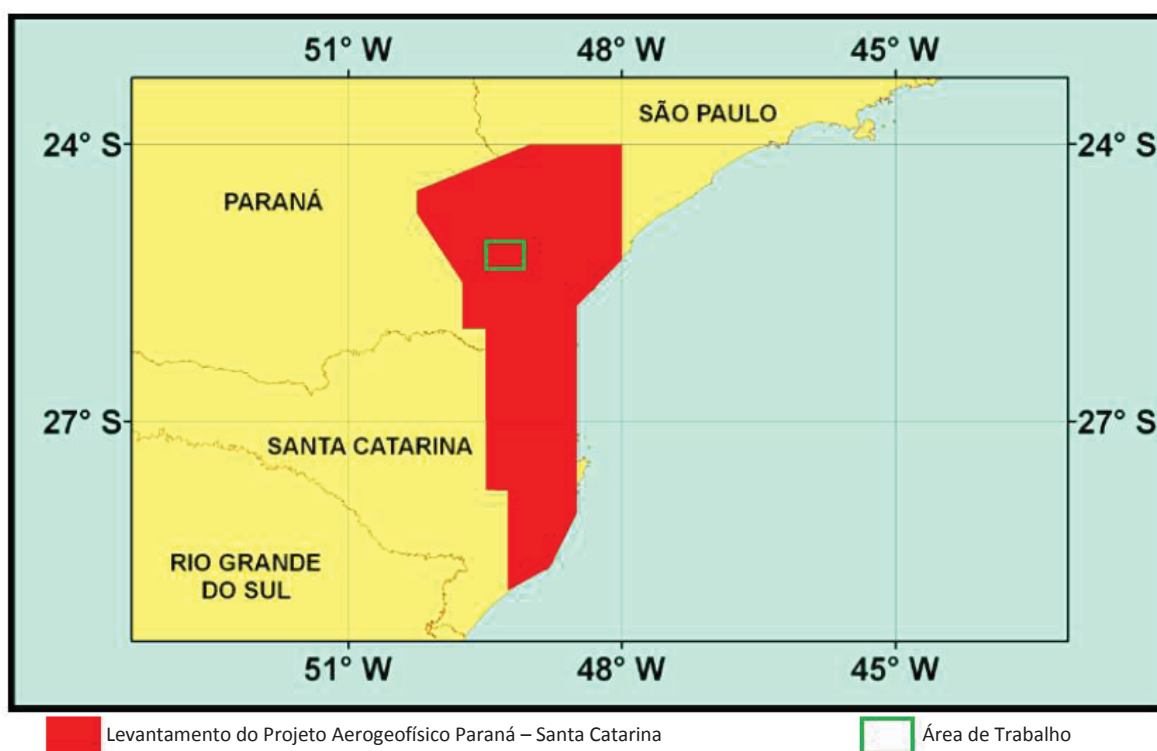


Figura 2 – Localização da área de trabalho dentro do Projeto Aerogeofísico executado pela CPRM. Fonte: modificado de CPRM (2011).

As principais etapas para construção do trabalho foram:

- a) Levantamento bibliográfico da região de estudo e pesquisas sobre o estado da arte dos métodos geofísicos magnetométricos e gamaespectrométricos;
- b) Confecção do mapa geológico com o *software* ArcGis v. 10.2 (Esri Inc. 2005);
- c) Utilização da ferramenta AzimuthFinder (Queiroz et al., 2014) dentro do ArcGis® para geração de dados azimutais a partir de lineamentos estruturais traçados no mapa

geológico da porção leste do Estado do Paraná (Salamuni, 1998). Os dados foram exportados no formato TXT e utilizados no *software* Stereo32 para confecção de diagramas de rosetas;

d) Compilação dos dados aeromagnetométricos e aerogamaespectrométricos;

e) Construção da base de dados a partir do recorte para a área de trabalho;

f) Processamento dos dados aeromagnetométricos e aerogamaespectrométricos por uma análise qualitativa (realce de anomalias);

g) Preparação de mapas digitais e temáticos em escala 1:250.000. Para tanto, foram usados computadores do Núcleo de Geoprocessamento (NUGEO) da Universidade Federal do Paraná (UFPR).

O método de interpretação qualitativa para os dados aeromagnetométricos é caracterizado através dos métodos de realce de anomalias gravimétricas e magnetométricas, para delineação do arcabouço estrutural. Os principais métodos de realce e seus atributos utilizados durante o processamento dos dados aerogeofísicos estão sintetizados na Tabela 1. Os domínios magnéticos observados na área e as principais estruturas foram verificadas e interpretadas, segundo dados de campo e da literatura. Uma tentativa de aplicar um filtro cosseno direcional para excluir a interferência dos diques e destacar as estruturas mais antigas foi utilizada, mas não foi possível eliminar a maioria desses corpos.

Tabela 1. Principais métodos de realce e suas atribuições.

Métodos de Realce de Anomalia Magnético	Principais atributos
Gradiente Horizontal Total (GHT)	Máximos nas bordas e mínimos (relativos) nos centros dos corpos.
Amplitude do Sinal Analítico (ASA)	Máximos nas bordas e mínimos (relativos) nos centros dos corpos.
Inclinação do Sinal Analítico (ISA)	Máximos nos centros dos corpos (equalização das amplitudes).
Inclinação do sinal analítico do gradiente horizontal total (ISA-GHT)	Máximos nas bordas (equalização das amplitudes) e mínimos nos centros dos corpos. Realça indistintamente os sinais dos limites de corpos rasos e profundos.

Na gamaespectrometria foram processadas e interpretadas as variáveis essenciais (K, eU, eTh), além do mapa de contagem total. Essas imagens são representadas por concentrações dos radioelementos K em percentagem (%) e dos radioelementos eU, e eTh em partes por milhão (ppm). Os mapas gamaespectrométricos foram comparados com os mapas geológicos do Estado do Paraná, principalmente com a Folha de Curitiba (SG.22-X-D) em escala 1:250.000 (Mineropar, 2006) e com o mapa de Salamuni (1998), para a melhor delimitação dos corpos rochosos e das unidades encontradas na região.

GEOLOGIA REGIONAL

A área de estudo está inserida na parte meridional da Província Mantiqueira e contempla parcialmente a porção sul do Cinturão Ribeira, no setor leste do Estado do Paraná (Figura 3).

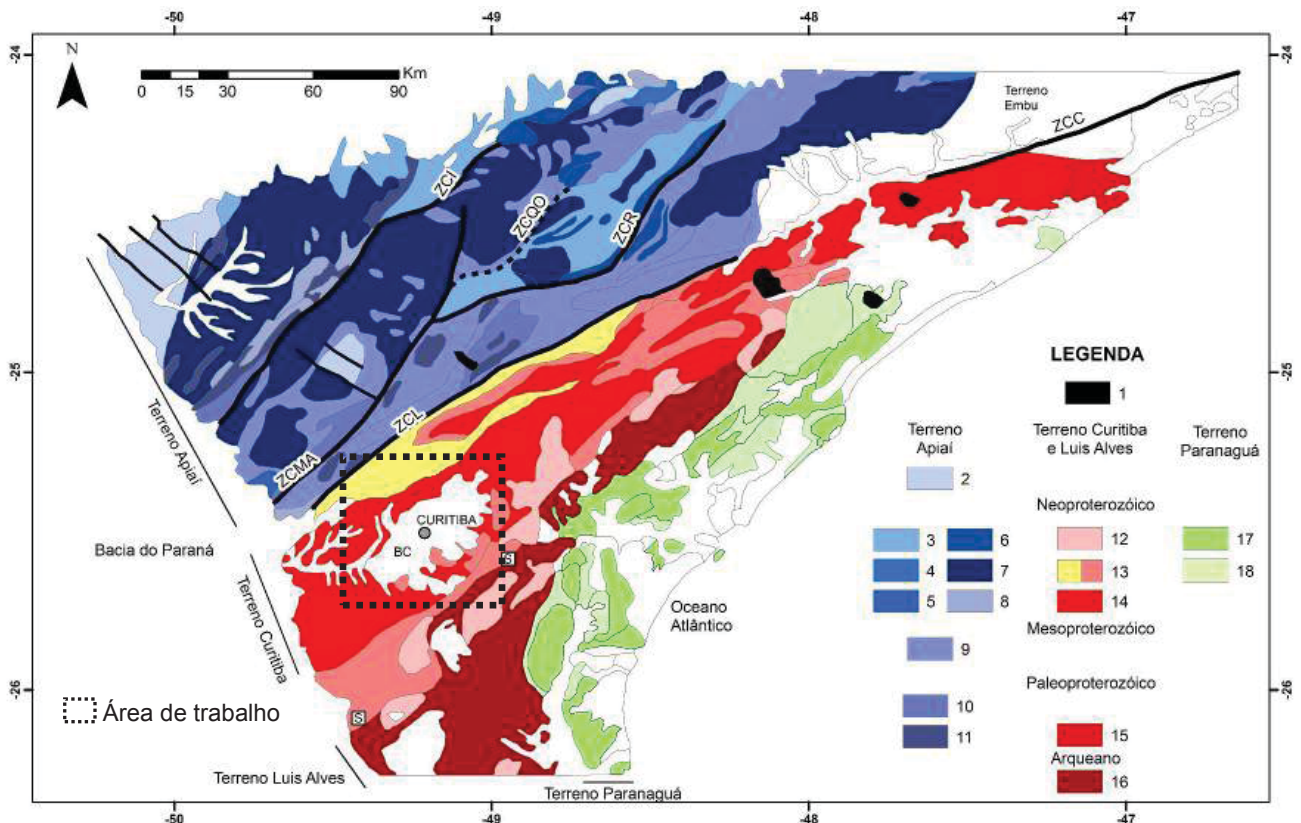


Figura 3 – Mapa geológico simplificado da região sul do Cinturão Ribeira. (1) Cobertura Fanerozoica; (2-11) Terreno Apiaí; (12-14) Terreno Curitiba; (15-16) Terreno Luís Alves; (17-18) Terreno Paranaguá. Principais zonas de cisalhamento: ZCI – Itapirapuã; ZCMA - Morro Agudo; ZCQO - Quarenta Oitava; ZCR – Ribeira; ZCL – Lancinha; ZCC – Cubatão; SP - Sutura Piên. Fonte: modificado de Heilbron et al. (2008), Leandro (2016).

Os trabalhos geológicos pioneiros relativos à região sudeste do Estado do Paraná estabeleceram um domínio gnáissico de alto grau metamórfico e o consideraram mais antigo que as rochas metassedimentares do Grupo Açungui (Oliveira, 1925; 1927; Carvalho, 1936; Oliveira e Leonardos, 1943; Maack, 1953). Na década de 60 merece destaque os trabalhos de Bigarella (1965), Fuck et al. (1967) e Marini (1967).

Hasui et al. (1975) sugeriram uma compartimentação para o domínio Costeiro brasileiro, delimitando os terrenos granulito-migmatíticos localizados entre os cinturões de dobramento Apiaí e Tijucas.

Kaul e Teixeira (1982) limitaram o Cráton Luís Alves pelos lineamentos de Guaruva e Corupá. Os terrenos situados na porção sul de Curitiba foram incluídos no embasamento.

Basei (1985) propôs uma divisão dos terrenos localizados na porção nordeste de Santa Catarina e sudeste do Paraná. As unidades foram denominadas de Maciço Marginal de Curitiba e Cráton Rio de La Plata.

Mantovani et al. (1989) expuseram um modelamento abrangendo o Cinturão Dom Feliciano, o Cráton Luís Alves e o Maciço de Curitiba, com base em estudos gravimétricos.

Siga Junior et al. (1991) evidenciaram três domínios geotectônicos (Meridional, Setentrional e Costeiro) no setor sudeste do Estado do Paraná e nordeste de Santa Catarina. O Complexo Atuba estaria situado no Domínio Setentrional.

Basei et al. (1992) propuseram o abandono da nomenclatura Maciço Mediano de Joinville e dividiram os terrenos entre os cinturões Ribeira e Dom Feliciano (PR-SC) em Microplaca Curitiba, Microplaca Luís Alves e Cinturão Granitoide Costeiro.

Siga Junior et al. (1995) caracterizaram a existência de três domínios geotectônicos entre os Cinturões Ribeira e Dom Feliciano, denominando-os de Domínio Luís Alves, Domínio Curitiba e Domínio Paranaguá.

Kaulfuss (2001) comparou os resultados isotópicos das rochas do Complexo Atuba com os núcleos Betara e Tigre, demonstrando um padrão similar entre esses domínios.

Passarelli (2001) demonstrou que o Bloco Registro, situado na região sul do Estado de São Paulo, pode ser correlacionado ao Complexo Atuba.

Sato et al. (2003) observaram que o Complexo Atuba representa um terreno arqueano diferenciado do manto e acrescido à crosta, que foi posteriormente metamorfozido, deformado e migmatizado, com retrabalhamento no Neoproterozoico.

Faleiros (2008) mostrou estimativas geotermobarométricas e quantificações de trajetórias *P-T* para o Complexo Atuba, com resfriamento praticamente isobárico de 750°C para a migmatização paleoproterozoica até um reequilíbrio ao redor de 650-700°C e 6-7 kbar no Neoproterozoico.

Terreno Curitiba e o Complexo Atuba

O Terreno Curitiba é constituído pelos gnaisses-migmatíticos e gnaisses graníticos bandados do Complexo Atuba, que foram sobrepostos pelos metassedimentos das seqüências Capiru, Setuva e Turvo-Cajati (Faleiros, 2008). Para Basei et al. (1998) o Terreno Curitiba está situado entre o Terreno Apiaí e o Terreno Luís Alves (Figura 4).

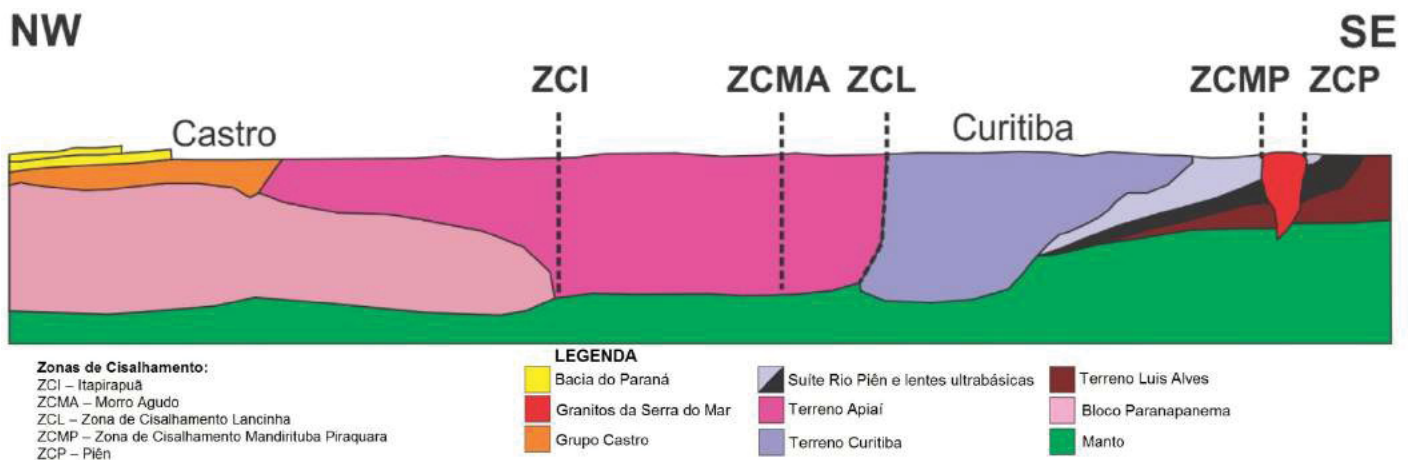


Figura 4 – Perfil esquemático apresentando a localização e a relação entre os terrenos Apiaí, Curitiba (Complexo Atuba) e Luís Alves. Fonte: modificado de Basei et al. (1998), Castro (2015).

O Complexo Atuba é constituído essencialmente por ortognaisses bandados e migmatitos com estruturas estromáticas e bandamento composicional, onde se alternam mesossomas e leucossomas (Siga Junior, 1995; Siga Junior et al., 1995). Caracteriza-se por frequentes intercalações de corpos com dimensões e formas variadas, constituídas por xistos magnesianos e anfibolitos. Comumente ocorrem remobilizados róseos graníticos (K-feldspato) concordantes com o bandamento principal, relacionados a uma segunda fase de migmatização (Siga Junior et al., 1995). Estruturalmente ocorre uma foliação milonítica *Sn*, penetrativa, de aspecto anastomosado, com mergulhos altos para NW, orientada segundo a direção geral NE-SW. Possui caráter dúctil, heterogêneo e não-coaxial (Siga Junior, 1995; Siga Junior et al., 1995). Também pode ser verificada uma superfície anterior (*Sn-1*), de direção NW-SE, pouco preservada e com mergulho de baixo ângulo (Salamuni, 1998).

Salamuni et al. (2003) sugeriram que o Complexo Atuba foi condicionado por mais de um evento dúctil e por forte deformação rúptil, decorrente de falhas mesozoicas até recentes.

Siga Junior et al. (2007) estabeleceram registros do Arqueano (3.200 a 3.000 Ma), Arqueano tardio (2.650 Ma) e Paleoproterozoico (2.100 Ma e 2.400 Ma). O último evento de granitogênese e migmatização foi gerado durante o Neoproterozoico em 620 e 600 Ma. Passarelli (2001) datou o complexo em 634 Ma por meio do método U-Pb e inferiu como sendo a idade de anatexia das rochas. Sato et al. (2003) obtiveram idades de 633 e 645 Ma através do método U-Pb SHRIMP e EV-TIMS em cristais de zircão. Siga Junior (1995) interpretou as rochas do Complexo Atuba como um domínio originado em nível estrutural inferior, acrescido às extremidades do Terreno Luís Alves no Neoproterozoico.

Arco de Ponta Grossa

O Arco de Ponta Grossa está localizado na porção sul-sudeste do Brasil. É formado por um enxame de diques de direção NW-SE e caracteriza-se por cinco alinhamentos estruturais-magnéticos principais (Figura 5), denominados de Alinhamento de Guapiara, Alinhamento São Jerônimo-Curiúva, Alinhamento do Rio Alonzo e Alinhamento do Rio Piquiri (Portela Filho e Ferreira, 2003). A ação do Arco de Ponta Grossa é relacionada desde o Devoniano, tendo seu clímax durante o Juro-Cretáceo (Ferreira, 1982).

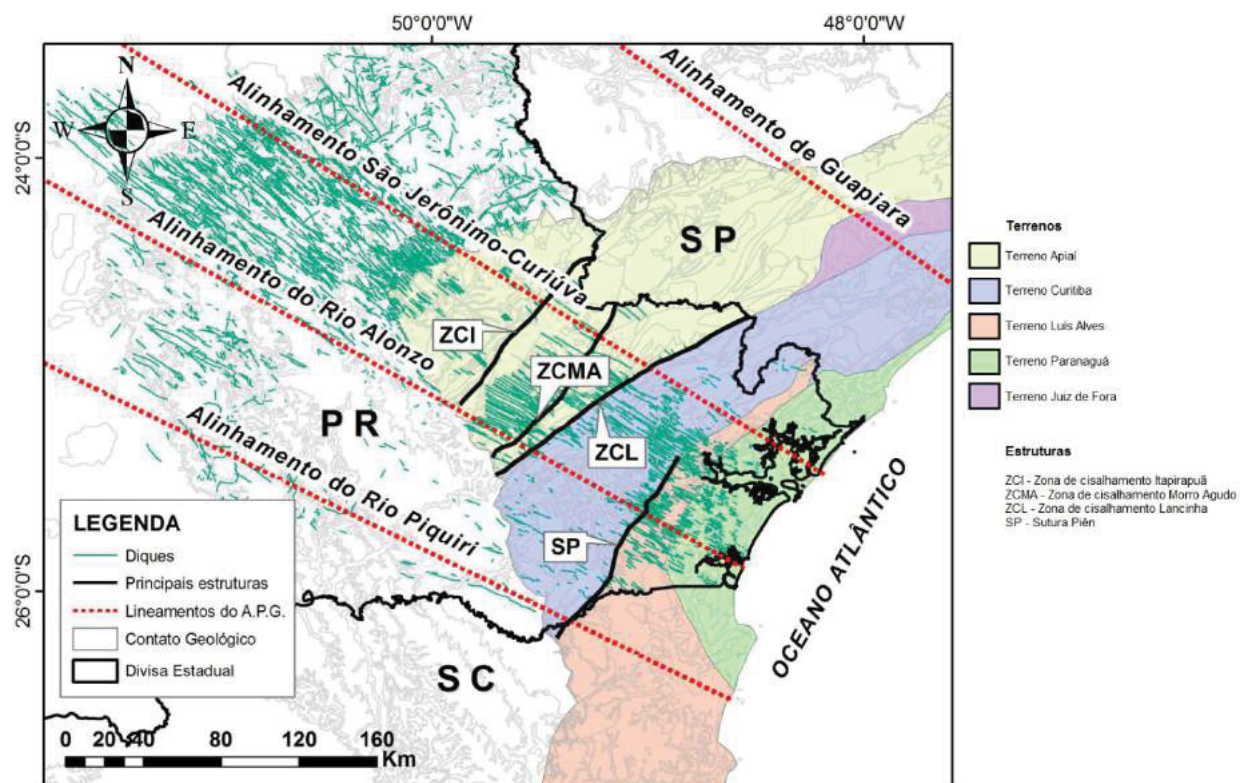


Figura 5 – Localização dos alinhamentos do Arco de Ponta Grossa. A área de trabalho está limitada a sul da Zona de Cisalhamento Lancinha. Fonte: modificado de Castro (2015).

RESULTADOS

Neste item são apresentados os resultados estruturais, aeromagnetométricos e aerogamaespectrométricos da área de trabalho, estabelecendo relações com a geologia do leste paranaense.

Lineamentos estruturais

O mapa estrutural rúptil da Bacia de Curitiba e arredores (Figura 6) de Salamuni (1998) permite identificar os lineamentos estruturais da área pesquisada e, inclusive, do seu entorno. A direção destas estruturas, em geral, é determinada pelas falhas proterozoicas do embasamento, que eventualmente foram reativadas no Fanerozoico. Os alinhamentos correspondem a juntas, falhas transcorrentes, normais ou indefinidas. Possuem formas retilíneas ou levemente arqueadas, caráter simples e contínuo, cujo comprimento pode alcançar alguns quilômetros. O conjunto de falhas na direção NE pode ser paralelo ou subparalelo à foliação Sn (Baldin et al., submetido para publicação) do Complexo Atuba.

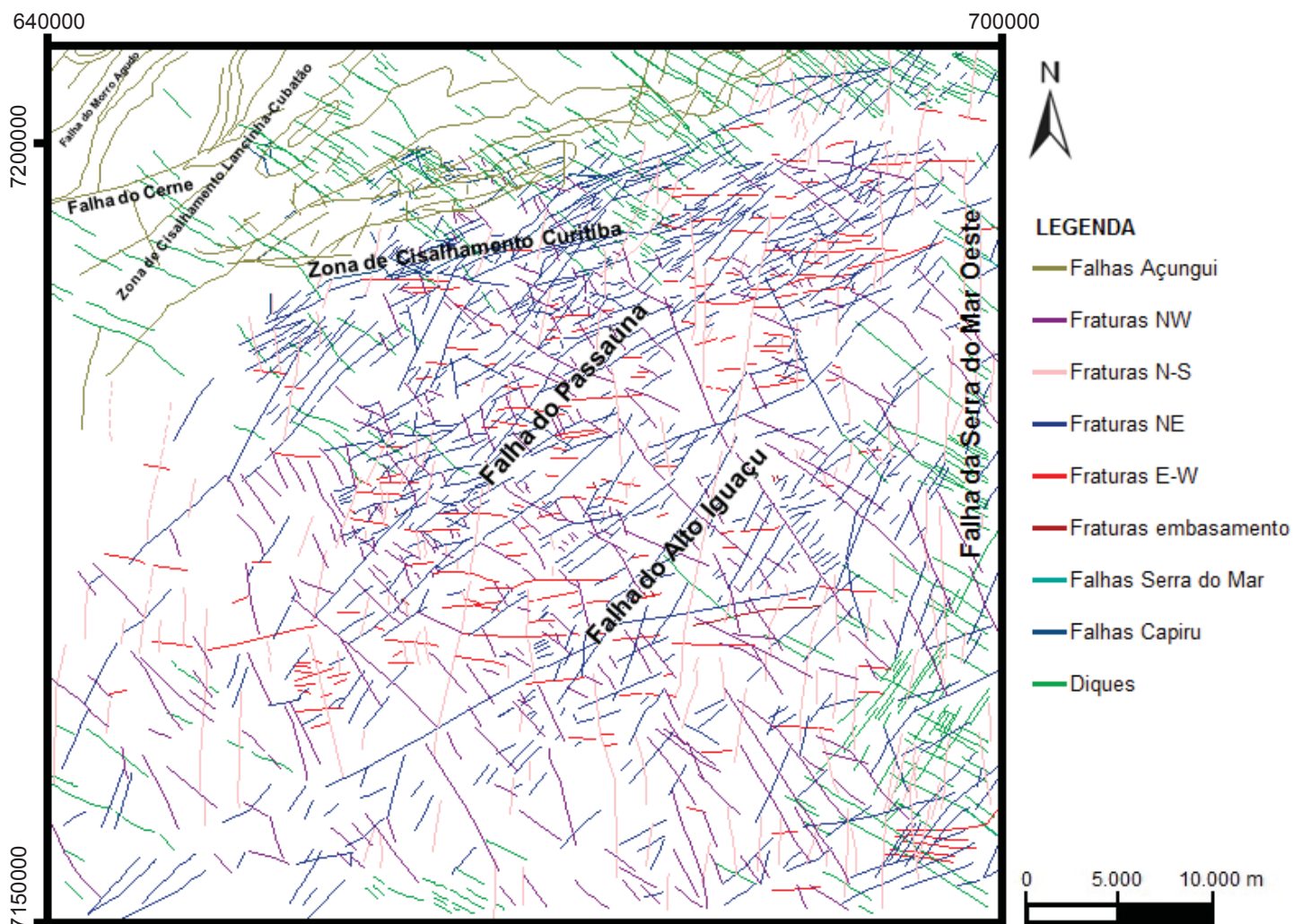


Figura 6 – Mapa estrutural rúptil da área de trabalho. Fonte: modificado de Salamuni (1998).

O comprimento de lineamentos observado nos diagramas de rosetas ocorre principalmente nas direções NE-SW e NW-SE (Figura 7), com grande dispersão na maioria dos diagramas. No Complexo Atuba os alinhamentos mostram direções predominantes entre N45°-80°E, tendo menor intensidade para leste-oeste e noroeste.

Em termos de frequência (Figura 8) os lineamentos do embasamento têm direções semelhantes às tendências observadas nas rosetas do comprimento acumulado. Ocorrem principalmente entre N20°-75°E e N10°-45°W.

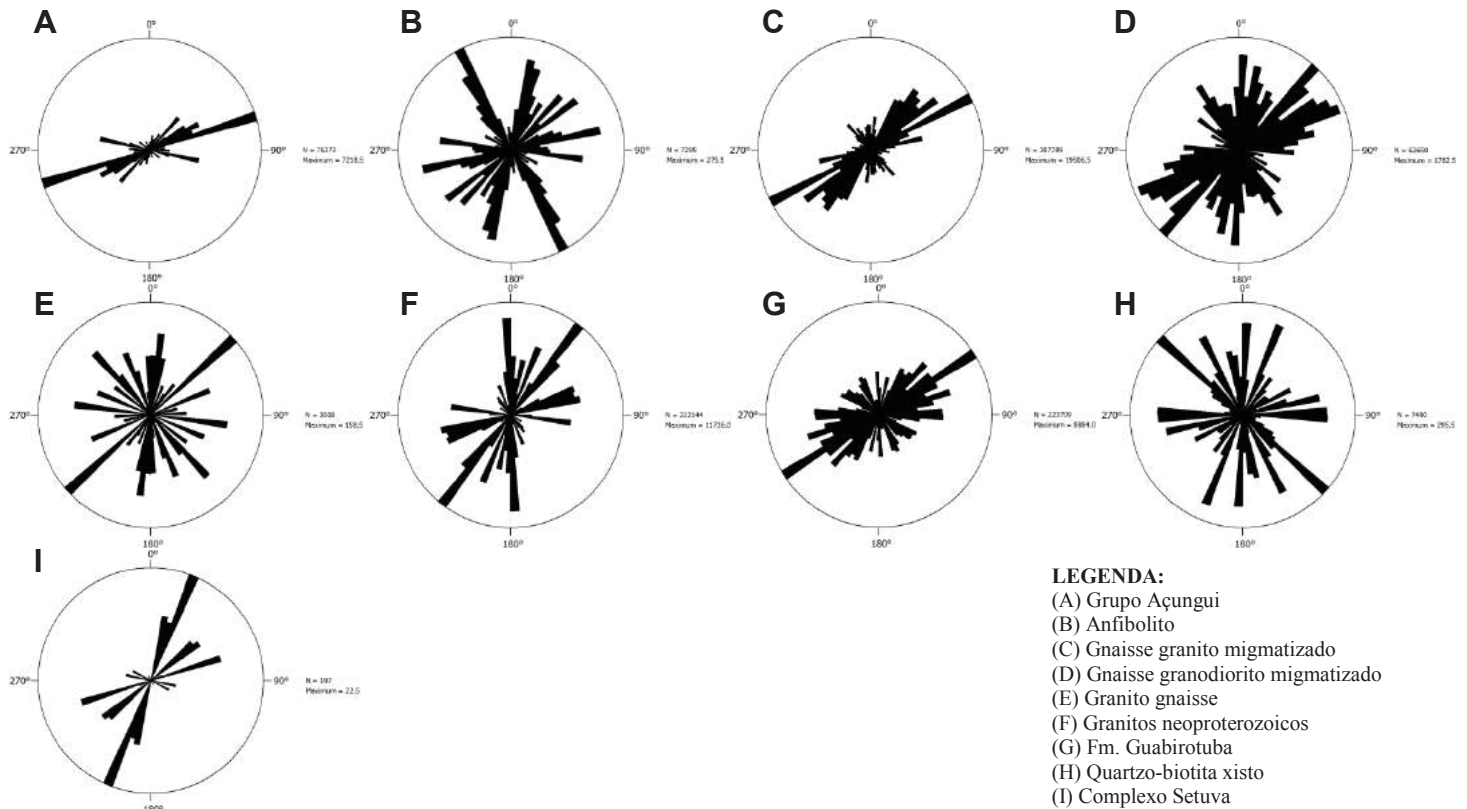


Figura 7 – Diagramas de rosetas com as direções dos comprimentos acumulados dos lineamentos observados no mapa geológico da porção leste do Estado do Paraná.

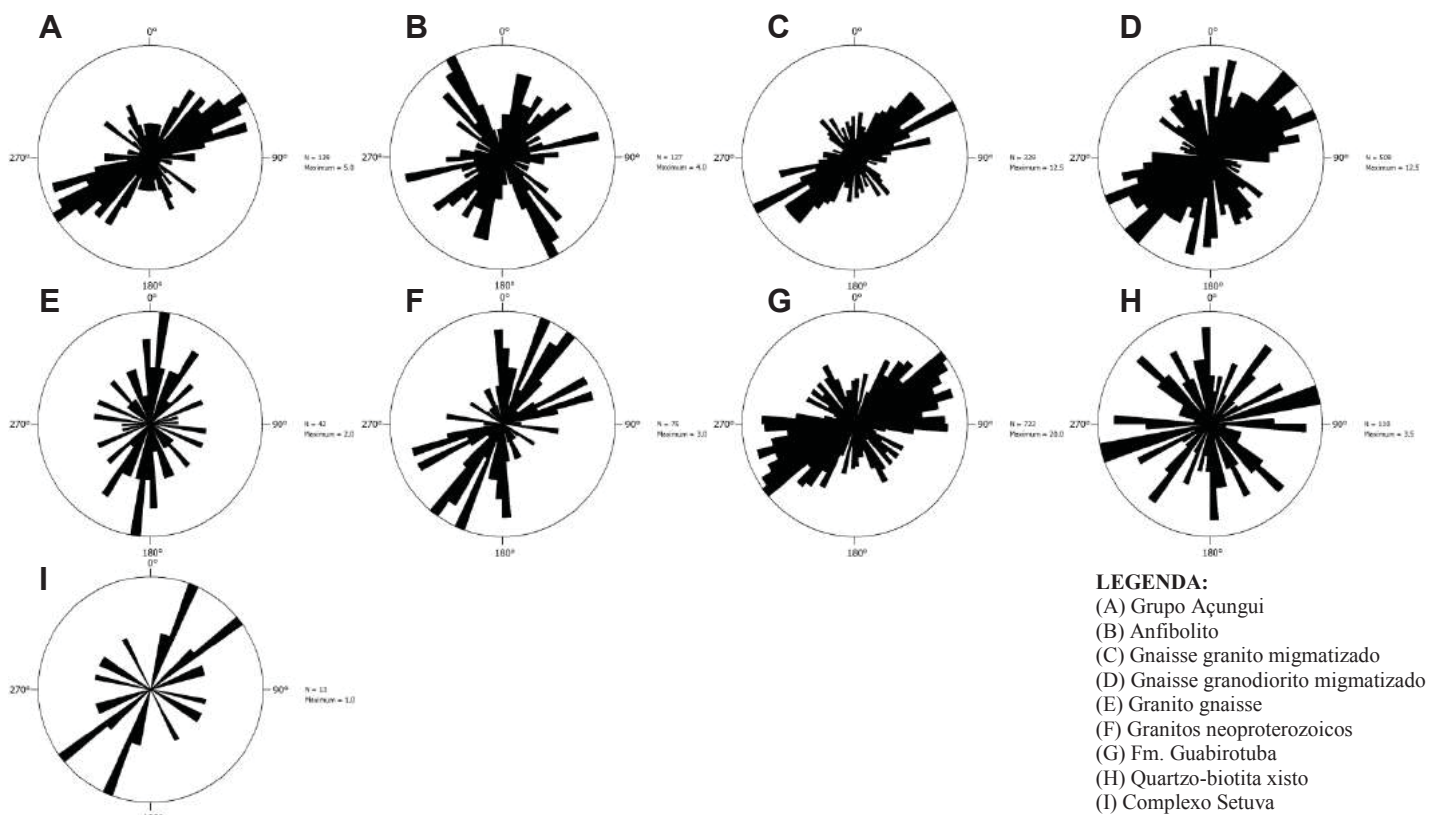


Figura 8 – Diagramas de rosetas com as direções dos lineamentos estruturais analisados no mapa geológico da parte leste do Estado do Paraná.

Aeromagnetometria

O mapa do campo magnético anômalo foi gerado pelo método da Gridagem Bidirecional dos dados (Figura 9A). Os dados foram reduzidos ao polo (Baranov, 1957; Grant e Dodds, 1972; MacLeod et al., 1993) e foi gerado o mapa do Campo Magnético Anômalo Reduzido ao Polo (CMA-RTP), observado na Figura 9B. Nesse caso, as anomalias dipolares são transformadas em anomalias monopolares. Para a redução ao polo é essencial obter os dados da inclinação magnética e da declinação magnética. Estes foram adquiridos no site do Observatório Nacional – MCT. A data média foi estabelecida em 15/10/2010, as coordenadas em 25°25'40''S e 49°16'23''W, a localidade em Curitiba (sul do Brasil), a declinação magnética em -18.60° e a inclinação magnética em -35.22°. A partir desse novo mapa (CMA-RTP), foram gerados os mapas de realce das anomalias, resultantes da análise qualitativa, que auxiliaram no delineamento do arcabouço magnético-estrutural da área de trabalho.

Por meio do mapa do gradiente horizontal total (GHT) (Cordell e Grauch, 1985) foi percebido a presença de estruturas NW, sobrepondo e interrompendo as estruturas de direção NE (Figura 9C). O mapa do gradiente horizontal total (GHT) possibilitou a distinção de dois domínios distintos. O primeiro domínio possui alta densidade de anomalias magnéticas positivas. Está sobreposto à linha preta, tracejada e, é composto principalmente por diques e falhas de orientação geral NW-SE. Essas estruturas estão relacionadas ao Arco de Ponta Grossa, principalmente com os lineamentos que delimitam a porção central do arco, mais especificamente o Alinhamento do Rio Alonzo. É possível observar falhas NE-SW sendo recobertas pelas intensas anomalias positivas de direção NW-SE. O domínio localizado na porção inferior da figura é formada por falhas de direção NE-SW, com menor concentração de diques e falhas NW-SE. Caracteriza-se por uma maior concentração de anomalias negativas.

O mapa da amplitude do sinal analítico (ASA) (Nabighian, 1972; Roest et al., 1992) foi separado por uma linha tracejada em duas zonas específicas. A porção superior é composta por uma quantidade muito expressiva de diques e falhas de direção NW-SE. A região sudeste e sudoeste do mapa é definida por anomalias de caráter negativo e orientações gerais NE-SW e NW-SE (Figura 9D). As assinaturas com direção NE mostram menores amplitudes e refletem a tendência do Neoproterozoico (Castro et al., 2014). De todos os lineamentos regionais observados no mapa estrutural rúptil da Bacia de Curitiba e arredores (Figura 6), os únicos que aparecem no mapa da amplitude do sinal analítico (ASA) são a Falha do Alto Iguaçu e a Falha do Passaúna, apesar de ocorrerem de forma pouco evidente no mapa. É possível observar que o Terreno Curitiba não apresenta corpos e estruturas magnéticas com grande profundidade, indicando uma evolução estrutural relacionada à crosta intermediária.

Por meio do mapa da inclinação do sinal analítico (ISA) (Nabighian, 1972; Roest et al., 1992; Miller e Singh, 1994) observa-se com mais precisão o arcabouço magnético-estrutural da área de estudo, com a presença de falhas e de anomalias positivas de direção NW. Estas estruturas parecem posteriores à deformação do embasamento cristalino de idade proterozoica (Figura 10A). Também podem ser observadas algumas anomalias fracas a moderadas de direção NE-SW, como a Falha do Passaúna, a Falha do Alto Iguaçu e a Zona de Cisalhamento Lancinha-Cubatão. Estas estruturas aparecem como anomalias positivas e negativas no arcabouço estrutural da área de estudo. A Zona de Cisalhamento Curitiba separa o Complexo Atuba do Grupo Açungui (Gonçalves, 2012), mas no mapa da inclinação do sinal analítico (ISA) ocorre de forma fraca a incipiente, como pequenos traços NE-SW. A grande concentração de diques e falhas de orientação NW-SE na parte superior do mapa acaba encobrindo grande parte das fraturas e falhas de direção NE-SW.

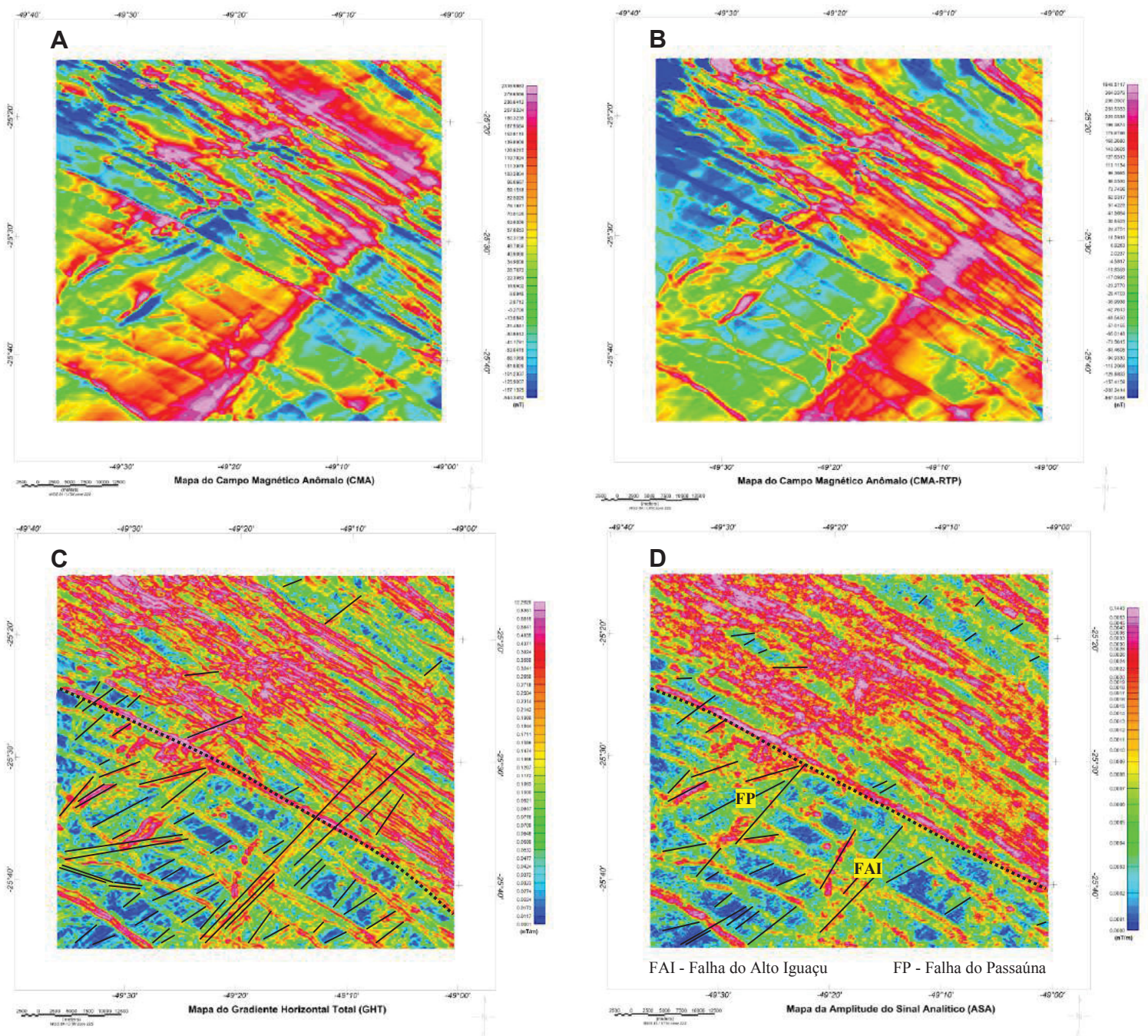


Figura 9 – (A) Mapa do Campo Magnético Anômalo (CMA). (B) Mapa do Campo Magnético Anômalo Reduzido ao Polo (CMA-RTP). (C) Mapa do Gradiente Horizontal Total (GHT). (D) Mapa da Amplitude do Sinal Analítico (ASA). Ambos possuem a interpretação estrutural dos principais lineamentos.

O mapa da inclinação do sinal analítico do gradiente horizontal total (ISA-GHT) (Ferreira et al., 2010, 2013) indica estruturas nas direções NE-SW (principalmente na parte inferior do mapa) e NW-SE na porção superior (Figura 10B). Nesse caso, as anomalias são predominantemente positivas. Os alinhamentos analisados correspondem a juntas, falhas transcorrentes, normais ou indefinidas. Possuem formas retilíneas ou levemente arqueadas, caráter simples e contínuo, cujo comprimento pode alcançar alguns quilômetros. O conjunto de falhas na direção NE pode ser paralelo ou subparalelo à foliação S_n (Baldin et al., submetido para publicação) dos migmatitos do Complexo Atuba. Os alinhamentos NE-SW

mostram direções predominantes entre N20°-75°E. A direção E-W apresenta menor intensidade nos mapas observados, ao contrário da direção noroeste (N10°-45°W), que ocorre com maior expressividade.

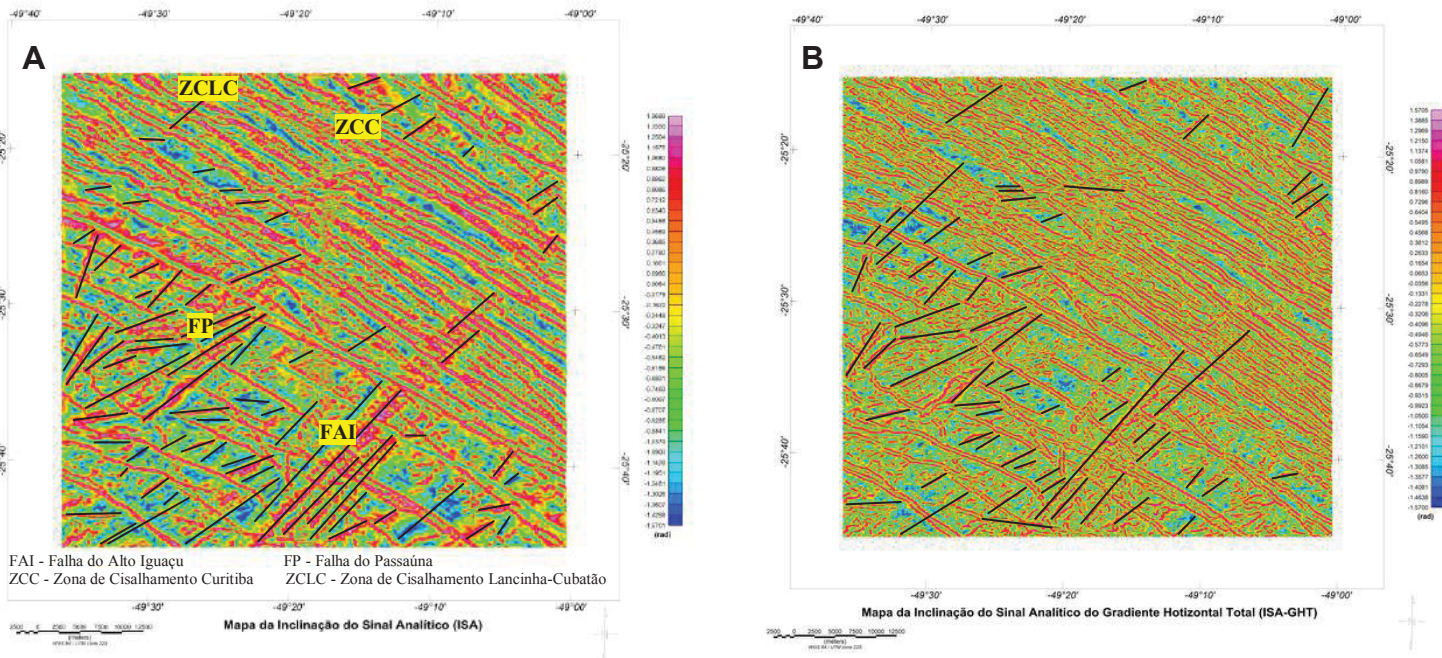


Figura 10 – (A) Mapa de Inclinação do Sinal Analítico (ISA) e sua interpretação estrutural. (B) Mapa da Inclinação do Sinal Analítico do Gradiente Horizontal Total (ISA-GHT). As linhas pretas referem-se aos lineamentos analisados em mapa.

Aerogamaespectrometria

A interpretação qualitativa dos dados gamaespectrométricos auxiliou os trabalhos da cartografia geológica da área. Os principais litotipos podem ser observados na Figura 11. A partir dos dados gamaespectrométricos concedidos e corrigidos, foi possível confeccionar mapas de contorno dos radioelementos (^{40}K , ^{232}Th e ^{238}U) e da contagem total. Também foi empregada a análise da distribuição dos radioelementos e suas respostas de acordo com a geologia do leste paranaense.

O potássio (K) aponta maior concentração na parte central e noroeste do mapa (Figura 12A). A região central é composta pela Formação Guabirotuba e por sedimentos recentes, enquanto a porção noroeste é constituída pela Formação Capiçu (Salamuni, 1998; Mineropar, 2006). No mapa observa-se um moderado alinhamento no trecho NW, ocorrendo pequenas faixas de orientação geral NE-SW.

O tório (eTh) apresenta altas concentrações principalmente nas regiões oeste e noroeste da Figura 12B. Segundo o mapa de Salamuni (1998) ou a Folha de Curitiba (Mineropar, 2006), essas áreas são compostas pelo Complexo Atuba (gnaiesses-granodioritos migmatizados, anfibolitos e granitos gnaiesses) e por rochas da Formação Capiçu. Na parte sudeste e leste do mapa também é possível notar pequenas anomalias com valores mais altos de tório. As anomalias negativas estão relacionadas aos sedimentos da Formação Guabirotuba ou àqueles mais recentes.

O urânio (eU) é encontrado em maior concentração em estruturas fracamente a moderadamente delineadas na direção NE-SW e NW-SE, na parte oeste, sudoeste e noroeste do mapa, onde representam migmatitos do Complexo Atuba e rochas metassedimentares da

Formação Capiuru. No extremo noroeste encontra-se o Granito do Cerne. O centro e sudeste do mapa são formados por algumas anomalias provenientes da Formação Guabirotuba. Além disso, na porção sudeste pode ser visualizado a Suíte Serra do Mar e no sudoeste o Granito Guajuvira (granito gnaíse). O urânio ainda ocorre disperso no restante da área, de forma mais ou menos anômala (Figura 13A). A semelhança entre a direção dos granitos Guajuvira e do Cerne com os lineamentos magnéticos NE-SW sugere que os contatos geológicos podem indicar um controle estrutural.

O mapa de contagem total (CTEXP) evidencia o aumento dos teores dos radioelementos na porção central com a Formação Guabirotuba, oeste (Complexo Atuba) e noroeste, formado pelo Grupo Açungui e Granito do Cerne, em detrimento da parte nordeste, sudeste e sudoeste (Figura 13B).

Em todos os mapas gamaespectrométricos confeccionados para a área (Figuras 12A, B e 13A, B) podem ser observados a Zona de Cisalhamento Curitiba (ZCC) e falhas que delimitam a Formação Guabirotuba (FG) na sua porção inferior (terminação retilínea) e superior.

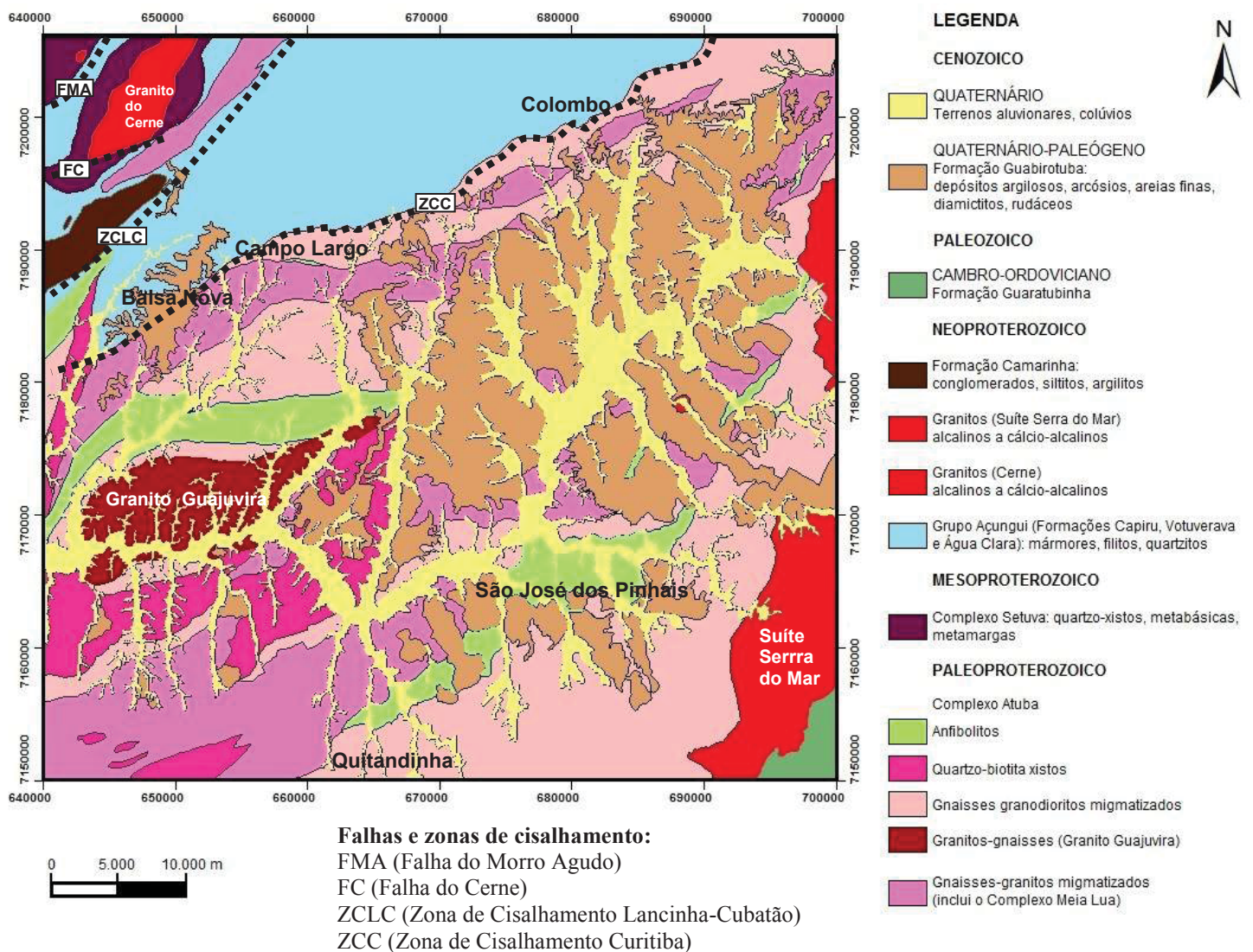


Figura 11 – Mapa geológico simplificado da porção leste do Estado do Paraná. Fonte: modificado de Salamuni (1998).

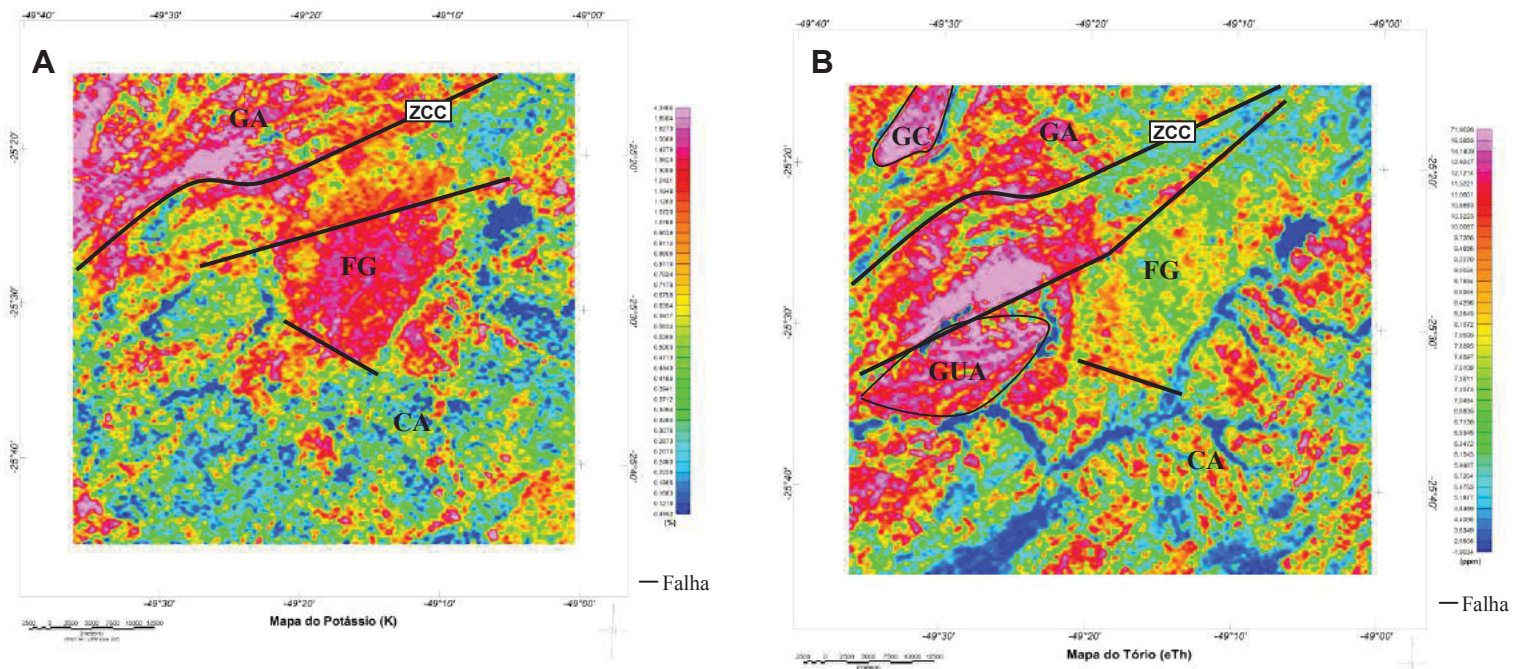


Figura 12 – (A) Mapa do Potássio (K). (B) Mapa do Tório (eTh). LEGENDA: GA – Grupo Açungui. FG – Formação Guabirota. CA – Complexo Atuba. GC – Granito do Cerne. GUA – Granito Guajuvira (granitos gnaisses). ZCC – Zona de Cisalhamento Curitiba.

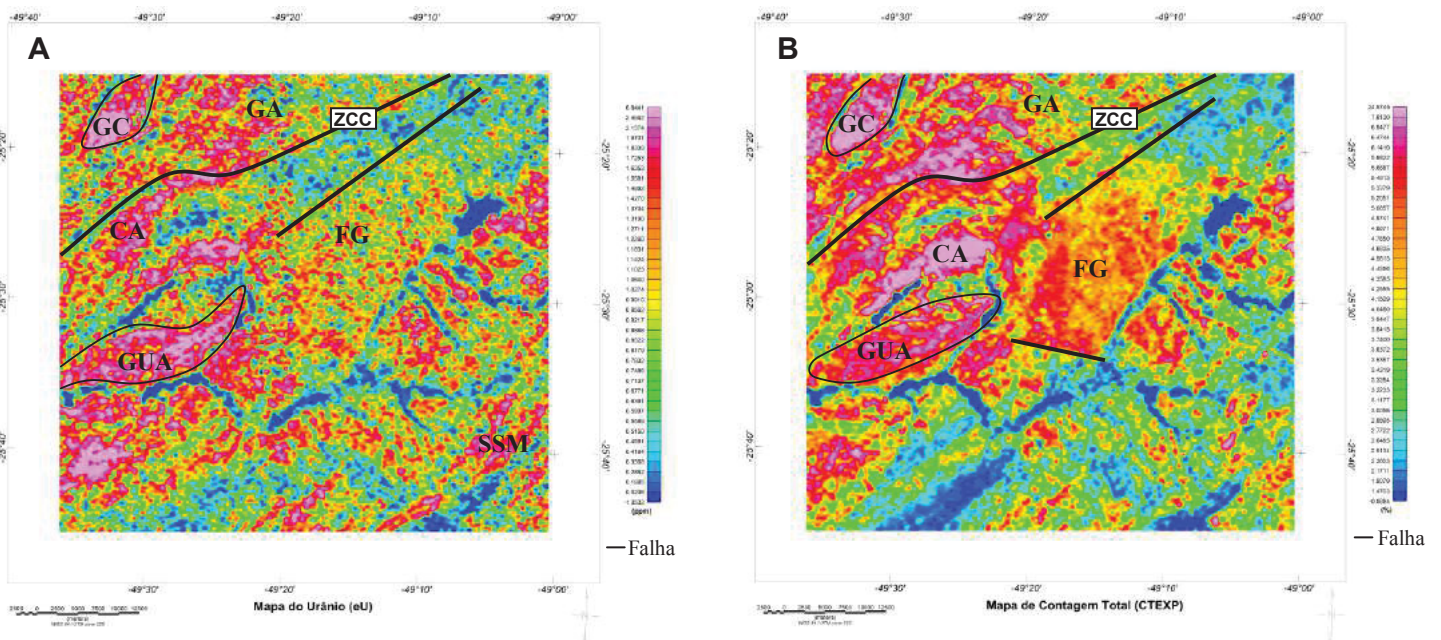


Figura 13 – (A) Mapa do Urânio (eU). (B) Mapa de contagem total (CTEXP). LEGENDA: GA – Grupo Açungui. FG – Formação Guabirota. GC – Granito do Cerne. GUA – Granito Guajuvira (granitos gnaisses). CA – Complexo Atuba. SSM – Suíte Serra do Mar. ZCC – Zona de Cisalhamento Curitiba.

DISCUSSÕES

As falhas e juntas encontradas na área refletem episódios tectônicos superpostos. Há estruturas rúpteis-dúcteis impressas no Complexo Atuba, de direção NE-SW e lineamentos NW-SE associados ao Arco de Ponta Grossa, representados por diques básicos, fraturas e

falhas distensionais, transversais às estruturas do embasamento (Almeida, 1967; Salamuni, 1998). Segundo Ferreira (1982) o Arco de Ponta Grossa se localiza de forma relevante entre os Alinhamentos São Jerônimo-Curiúva e Rio Alonzo, local em que foi feita esta pesquisa. Na região de Curitiba, essas estruturas cortam granitos da Serra do Mar, xistos, gnaisses e migmatitos do Complexo Atuba. As falhas mostram direções gerais entre N40°-70°W (Putzer, 1953).

Como observado nos mapas aerogeofísicos, o Complexo Atuba possui dois domínios distintos, representados pela parte sul e norte. As anomalias estão associadas a faixas de gradiente magnetométrico positivo junto a depressões lineares negativas, separando domínios algo homogêneos. As zonas de cisalhamento transcorrentes de direção NE-SW ocorrem com pouca intensidade na área. O granito Guajuvira e o granito do Cerne parecem ser os únicos afetados pelos lineamentos NE-SW, tendendo a ter uma forma paralela a eles. As principais zonas de cisalhamento são formadas a Zona de Cisalhamento Curitiba e a Zona de Cisalhamento Lancinha-Cubatão. Ambas ocorrem na porção norte da área, com aspecto incipiente a fraco.

Os lineamentos estruturais NE-SW observados nos mapas aeromagnetométricos estão melhor representados nos filtros ISA e ISA-GHT, principalmente na porção sul do mapa. A fração norte está fortemente mascarada pela grande concentração de diques e falhas de direção NW-SE. Os traçados de lineamentos no mapa rúptil da área não estão coincidentes com os mapas geofísicos devido ao mesmo motivo. Entre os diques há preservação dos lineamentos NE, mas em quantidade muito pequena. A foliação generalizada para NE-SW (Sn) do Complexo Atuba (Baldin et al., submetido para publicação) apresenta pouca correlação com os traçados geofísicos de mesma direção.

As principais unidades geológicas do mapa geológico estão de acordo com os filtros gamaespectrométricos (K, Th, U), porém a alteração intempérica resultou em modificações na distribuição desses elementos, tornando-os de maneira parcialmente dispersa pela área de estudo. Os dados gamaespectrométricos permitiram caracterizar regiões com unidades litológicas distintas (Complexo Atuba, Grupo Açungui, Formação Guabirotuba) e detectar a presença de intrusões ígneas (Granito do Cerne, Granito Guajuvira e Suíte Serra do Mar).

O potássio aparece em maior quantidade na parte superior da crosta continental (Ulbrich et al., 2009). A principal ocorrência se dá no feldspato potássico. Os polimorfos mais abundantes são o ortoclásio e o microclínio (Cox et al., 1979). O elemento ocorre também na flogopita, biotita, muscovita e argilominerais. Os granitoides, sienitoides, filitos, xistos, gnaisses, folhelhos e argilitos são as rochas que apresentam maior teor de potássio (Ribeiro et al., 2014). Este apresenta alta mobilidade durante o intemperismo e alteração hidrotermal (Wilford et al., 1997), podendo ser lixiviado e absorvido por argilominerais. Na área de trabalho o potássio ocorre em grande concentração na Formação Capiu sob a forma de micas e argilominerais provenientes dos filitos e, na Formação Guabirotuba como argilas, provavelmente como produto lixiviado e absorvido por elas.

O tório e o urânio estão presentes em rochas ígneas e metamórficas como minerais acessórios (Boyle, 1982). São menos móveis do que o potássio e são absorvidos por argilominerais (Wilford et al., 1997). O elemento urânio ocorre em pegmatitos, sienitos, carbonatitos, granitos, gnaisses e folhelhos. O tório pode estar na alanita, monazita, xenotima e zircão (Dickson e Scott, 1997). Na área de trabalho as concentrações do tório e do urânio são similares. Ocorrem principalmente em lentes no Complexo Atuba e Grupo Açungui. Também é observada nos granitos Guajuvira e Cerne. A Suíte Serra do Mar tem maior quantidade de urânio do que de tório. Ambos os elementos constituem lineações de altos valores (faixas rosas no mapa), com orientação NE-SW e ocorrem dispersas nos migmatitos do Complexo Atuba. Aparecem na Formação Guabirotuba em menor proporção,

possivelmente nos sedimentos arenosos e argilosos, a partir da erosão de granitoides e migmatitos.

CONCLUSÕES

A área de estudo constitui-se principalmente por migmatitos do Complexo Atuba (Siga Junior, 1995; Siga Junior et al., 1995), estabelecida no domínio do Terreno Curitiba (Heilbron, 2008) e localiza-se principalmente na cidade de Curitiba e regiões circunvizinhas. Também ocorrem outras unidades em menor proporção, como o Complexo Setuva, Grupo Açungui, Granitos Neoproterozoicos, Formação Camarinha, Formação Guaratubinha, diques de diabásio e de lamprófiro, Formação Guabirotuba e terrenos aluvionares.

Os dados de frequência acumulada e comprimento acumulado observados no mapa geológico da Bacia Sedimentar de Curitiba (Salamuni, 1998) e, extraídos segundo a ferramenta AzimuthFinder (Queiroz et al., 2014) no ArcGis®, possuem direção geral NE-SW e NW-SE.

Por meio dos mapas magnéticos gerados foi possível interpretar os traçados de lineamentos, correspondentes às falhas e aos diques básicos do Mesozoico de orientação NW-SE (valores positivos em vermelho ou rosa) e, às falhas e fraturas de direção NE-SW (valores negativos em azul). Há predominância de alinhamentos magnéticos associados aos diques de diabásio.

A mobilidade dos radionuclídeos permitiu observar a dispersão dos elementos K, Th e U na região. O método gamaespectrométrico auxiliou na interpretação dos tipos de rochas encontradas ao redor do município de Curitiba no Estado do Paraná, mostrando quatro domínios diferentes, dominados por migmatitos do Proterozoico Inferior (Complexo Atuba), rochas metassedimentares do Proterozoico Superior (Formação Capiçu), argilas, arcósios, areias e cascalhos do Pleistoceno (Formação Guabirotuba) e granitos neoproterozoicos. Todos os filtros gamaespectrométricos estão de acordo com o mapa geológico e definem melhor a divisão do Complexo Atuba e do Grupo Açungui do que os métodos magnetométricos.

AGRADECIMENTOS

Os autores agradecem à Coordenação de Aperfeiçoamento de Pessoal de Nível Superior (CAPES), à Universidade Federal do Paraná (UFPR) e ao Departamento de Geologia da UFPR, que por meio de seus recursos, facilitaram o desenvolvimento deste trabalho. Agradecemos igualmente o geólogo Cássio Pires pela ajuda no processamento dos dados aerogeofísicos e o geólogo Luís Gustavo de Castro pela discussão e correção do artigo.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- Almeida, F. F. M. (1967). Origem e evolução da Plataforma Brasileira. *Boletim do DNPM-DGM*, Rio de Janeiro, 241, 1-36.
- Baranov, V. (1957). A new method for interpretation of aeromagnetic maps: Pseudo gravimetric anomalies. *Geophysics*, 22, 359-383.
- Basei, M. A. S. (1985). *O Cinturão Dom Feliciano em Santa Catarina*. Tese (Doutorado). São Paulo: Instituto de Geociências. USP.

Basei, M. A. S., McCreath, L., Siga Junior, O. (1998). The Santa Catarina Granulite Complex of Southern Brazil: A Review. *Gondwana Research*, 1, 383-391.

Basei, M. A. S., Siga Junior, O., Machiavelli, A. (1990). Tectônica de nappes do Proterozoico Superior e Eopaleozoico da porção sul-brasileira. *III Reunião Internacional de Projeto 270 – PICG*, Atas da São Paulo – IUGS.

Basei, M. A. S., Siga Junior, O., Machiavelli, A., Mancini, F. (1992). Evolução tectônica dos terrenos entre os Cinturões Ribeira e Dom Feliciano (PR - SC). *Revista Brasileira de Geociências*, 22(2), 216-221.

Bigarella, J. J. (1965). Nota explicativa acompanhando a Folha Geológica de Paranaguá. *Boletim da Universidade Federal do Paraná*, 13, 1-6.

Boyle, R. W. (1982). Geochemical prospecting for thorium and uranium deposits. Amsterdam: Elsevier. *Developments in Economic Geology*, 16.

Carvalho, P. F. (1936). Geologia do Município de Curitiba. *Boletim Divisão de Geologia e Mineralogia*, 82,1-37.

Castro, L. G. (2015). *Arcabouço geofísico estrutural da porção meridional do Cinturão Ribeira e regiões adjacentes*. Tese (Doutorado). Curitiba: Departamento de Geologia. UFPR.

Castro, L. G., Ferreira, F. J. F., Cury, L. F., Fiori, A. P., Soares, P. C., Lopes, A. P., Oliveira, M. J. (2014). Interpretação qualitativa e semiquantitativa dos dados aeromagnéticos sobre a Zona de Cisalhamento Lancinha, porção meridional do Cinturão Ribeira no Estado do Paraná, Sul do Brasil. *Geol. USP*, 14(4), 3-18.

Cordell, L., Grauch, J. S. (1985). Mapping basement magnetization zones from aeromagnetic data in the San Juan Basin, New Mexico. In: *SEG, 52nd Annual International Meeting, Expanded Abstracts*, 246-247.

Cox, K. G., Bell, J. D., Pankhurst, R. J. (1979). *The interpretation of igneous rocks*. Londres: George Allen & Unwin.

CPRM – Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais. (2011). *Projeto Aerogeofísico Paraná – Santa Catarina*. CPRM, 27 volumes de compilação, São Paulo, escalas 1:100.000, 1:250.000 e 1:500.000.

Dickson, B. L., Scott, K. M. (1997). Interpretation of aerial gamma-ray surveys – adding the geochemical factors. *AGSO J. Australia Geology & Geophysics*, 17(2), 187-200.

Faleiros, F. M. (2008). *Evolução de terrenos tectono-metamórficos da serra da Ribeira e Planalto Alto Turvo (SP, PR)*. Tese (Doutorado). São Paulo: Instituto de Geociências, USP.

Ferreira, F. J. F. (1982). *Integração de Dados Aeromagnéticos e Geológicos: Configuração e Evolução Tectônica do Arco de Ponta Grossa*. Dissertação (Mestrado). São Paulo: Instituto de Geociências, USP.

Ferreira, F. J. F., Souza, J., Bongiorno, A. B. S., Castro, L. G. (2013). Enhancement of the total horizontal gradient of magnetic anomalies using the tilt angle. *Geophysics*, 78, 33-41.

Ferreira, F. J. F., Souza, J., Bongiorno, A. B. S., Castro, L. G., Romeiro, M. A. T. (2010). Realce do gradiente horizontal total de anomalias magnéticas usando a inclinação do sinal analítico. Parte I: Aplicação a dados sintéticos. In: *IV Simpósio Brasileiro de Geofísica*, SBG Brasília, Anais, 1-6.

Fuck, R. A., Trein, E., Marini, O. J. (1967). Geologia e petrografia dos migmatitos do Paraná. *Boletim Paranaense de Geociências*, 23-25; 5-41.

Gonçalves, F. M. (2012). *Caracterização da Zona de Cisalhamento Curitiba - (PR)*. Dissertação (Mestrado). Curitiba: Departamento de Geologia, UFPR.

Grant, F. S., Dodds, J. (1972). *MAGMAP FFT processing system development notes*, Paterson Grant and Watson Limited.

Hasui, Y., Carneiro, C. D. R., Coimbra, A. M. (1975). The Ribeira Folded Belt. *Revista Brasileira de Geociências*, 5, 257-266.

Heilbron, M., Valeriano, C. M., Tassinari, C. C. G., Almeida, J. C. H., Tupinambá, M., Siga Junior, O., Trouw, R. A. J. (2008). Correlation of Neoproterozoic terranes between the Ribeira Belt, SE Brazil and its African counterpart: comparative tectonic evolution and open questions. In: PANKHURST R.J., TROUW R.A.J., BRITO NEVES B.B., DE WIT M. (eds) West Gondwana pre-Cenozoic Correlations across the South Atlantic Region. *Journal Geological Society London*, Special Publication, 294, 211-232.

Kaul, P. F. T., Teixeira, W. (1982). Archean and early proterozoic complexes of Santa Catarina, Paraná and São Paulo states, south-southeast, Brazil: an outline of their geological evolution. *Revista Brasileira de Geociências*, 12(1/3), 172-182.

Kaulfuss, G. A. (2001). *Geocronologia dos Núcleos de Embasamento Setuva, Betara e Tigre, Norte de Curitiba-PR*. Dissertação (Mestrado). São Paulo: Instituto de Geociências. USP.

Leandro, R. (2016). *Caracterização tectonoestratigráfica das sequências terrígenas do Conjunto Morro Grande, Formação Capiu - PR*. Dissertação (Mestrado). Curitiba: Departamento de Geologia. UFPR.

Maack, R. (1953). *Mapa geológico do Estado do Paraná*. Escala 1:750.000. Curitiba: Instituto de Biologia e Pesquisas Tecnológicas.

Macleod, I. N., Vierra, S., Chaves, A. C. (1993). Analytic signal and reduction-to-the-pole in the interpretation of total magnetic field data at low magnetic latitudes. *3rd International Congress of the Brazilian Geophysical Society*, Thematic Session: Magnetism.

Mantovani, M. S. M., Shukowsky, W., Basei, M. A. S., Vasconcelos, A. C. B. C. (1989). Modelo gravimétrico das principais descontinuidades crustais nos terrenos pré-cambrianos dos Estados do Paraná e Santa Catarina. *Revista Brasileira de Geociências*, 19(3), 367-374.

Marini, O. J. (1967). *Geologia da Folha de Araucária*. Curitiba, Comissão da Carta Geológica do Paraná.

Miller, H. G., Singh, V. (1994). Potential field tilt – a new concept for location of potential field sources. *Journal of Applied Geophysics*, 32, 213-217.

Mineropar. (2006). *Folha de Curitiba (SG.22-X-D)*. Escala 1:250.000. Acessado em 15 de setembro de 2018, <<http://www.mineropar.pr.gov.br>>.

Nabighian, M. N. (1972). The analytic signal of two-dimensional magnetic bodies with polygonal cross-section; its properties and use for automated anomaly interpretation. *Geophysics*, 37, 507-517.

Oliveira, A. I., Leonardos, O. H. (1943). Geologia do Brasil. Min. Agricultura, Serviço de Informação Agrícola, *Série Didática*, 2.

Oliveira, E. P. (1925). *Mapa geológico do Estado do Paraná*. Escala 1:1.000.000. Serviço Geológico e Mineralógico do Brasil.

Oliveira, E. P. (1927). *Geologia e recursos minerais do Estado do Paraná*. Serviço Geológico e Mineralógico do Brasil.

Passarelli, C. R. (2001). *Caracterização estrutural e geocronológica dos domínios tectônicos da porção sul-oriental do Estado de São Paulo*. Tese (Doutorado). São Paulo: Instituto de Geociências, USP.

Portela Filho, C. V., Ferreira, F. J. F. (2003). Estimativas das taxas de extensão crustal da região central do Arco de Ponta Grossa (Bacia do Paraná) com base em modelagens aeromagnéticas. In: *VIII Congresso Internacional da Sociedade Brasileira de Geofísica*, SBG, Rio de Janeiro, Resumos Expandidos, CD-ROM.

Putzer, H. (1953). Diastrofismo “Germanótipo” e suas relações com o vulcanismo basáltico na parte meridional de Santa Catarina. *Boletim da Sociedade Brasileira de Geologia*, 2(1), 37-71.

Queiroz, G. L., Salamuni, E., Nascimento, E. R. (2014). AzimuthFinder: ferramenta para a extração de dados e apoio na análise estrutural. *Geol. USP*, 14(1), 6-80.

Ribeiro, V. B., Mantovani, M. S. M., Louro, V. H. A. (2014). Aerogamaespectrometria e suas aplicações no mapeamento geológico. *Terrae Didatica*, 10, 29-51.

Roest, W. R. J., Verhoef, J., Pilkington, M. (1992). Magnetic interpretation using the 3-D analytic signal. *Geophysics*, 57, 116-125.

Salamuni, E. (1998). *Tectônica da Bacia Sedimentar de Curitiba (PR)*. Tese (Doutorado). Rio Claro: Instituto de Geociências e Ciências Exatas, UNESP.

Salamuni, E., Ebert, H. D., Borges, M. S., Hasui, Y., Costa, J. B. S., Salamuni, R. (2003). Tectonics and sedimentation of the Curitiba Basin. *Journal of South American Earth Sciences*, 15(8), 901-910.

Sato, K., Siga Junior, O., Nutman, A. P., Basei, M. A. S., McCreath, I., Kaulfuss, G. (2003). The Atuba Complex, Southern South American Platform: Archean Components and Paleoproterozoic to Neoproterozoic Tectonothermal Events. *Gondwana Research*, 6(2), 251-263.

Sato, K., Siga Junior, O., Silva, J. A., McCreath, I., Liu, D., Iizuka, T., Rino, S., Hirata, T., Sproesser, W. M., Basei, M. A. S. (2009). In situ isotopic analyses of U and Pb in zircon by remotely operated SHRIMP II, and Hf by LA-ICP-MS: an example of dating and genetic evolution of zircon by $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$ from the Ita Quarry in the Atuba Complex, SE Brazil. *Geol. USP*, 9, 61-69.

Siga Junior, O. (1995). *Domínios tectônicos do sudeste do Paraná e nordeste de Santa Catarina: Geocronologia e evolução crustal*. Tese (Doutorado). São Paulo: Instituto de Geociências, USP.

Siga Junior, O., Basei, M. A. S., Machlavelli, A. (1991). Evolução geotectônica do Maciço de Joinville, PR e SC. *Boletim IG - USP - Publ. Esp.*, 9, 67-73.

Siga Junior, O., Basei, M. A. S., Passarelli, C. R., Harara, O. M., Sato, K., Cury, L. F., Prazeres Filho, H. J. (2007). Geocronologia de rochas gnáissico-migmatíticas e sienograníticas do Núcleo Setuva (PR): Implicações Tectônicas. *Revista Brasileira de Geociências*, 37, 114-128.

Siga Junior, O., Basei, M. A. S., Reis Neto, J. M., Machiavelli, A., Harara, O. M. (1995). O Complexo Atuba: um cinturão Paleoproterozoico intensamente retrabalhado no Neoproterozoico. *Bol. IG. – USP: Sér. Cient.*, 26, 69-98.

Tassinari, C. G. C., Munhá, J. M. U., Ribeiro, A., Correia, C.T. (2001). Neoproterozoic oceans in the Ribeira Belt (southeastern Brazil): The Pirapora do Bom Jesus ophiolitic complex. *Episodes*, 24(4), 245-251.

Ulbrich, H. H. G. J., Ulbrich, M. N. C., Ferreira, F. J. F., Alves, L. S., Guimarães, G. B., Fruchting, A. (2009). Levantamentos Gamaespectrométricos em Granitos Diferenciados. I: Revisão da Metodologia e do Comportamento Geoquímico dos Elementos K, Th e U. *Geologia USP: Série Científica*, 9(1), 33-53.

Wilford, J. R., Bierwirth, P. N., Craig, M. A. (1997). Application of airborne gamma-ray spectrometry in soil/ regolith mapping and applied geomorphology. *Journal of Australian Geology & Geophysics*, 17(2), 201-216.

5.2 Petrografia, microestrutura e mecanismos de deformação em cristais de quartzo e feldspatos nas rochas do Complexo Atuba (Terreno Curitiba – Cinturão Ribeira Meridional), leste do Estado do Paraná

Michelangelo Tissi Baldin, Eduardo Salamuni, Leonardo Evangelista Lagoeiro

Resumo

O Complexo Atuba aflora na região sul do Cinturão Ribeira, no leste do Estado do Paraná. Compreende parte do Terreno Curitiba, ao norte do Terreno Luís Alves e a oeste do Terreno Paranaguá. É formado por metatexitos estromáticos, migmatitos protomiloníticos, miloníticos e ultramiloníticos, metatexitos *patch* e com estrutura em rede, diatexitos *schollen*, gnaisses granulíticos bandados e granitoides. Secundariamente ocorrem filonitos e lentes anfibolíticas. O principal objetivo deste trabalho é a caracterização das texturas e microestruturas dos cristais de quartzo e feldspatos, a fim de investigar os mecanismos de deformação atuantes, juntamente com a análise geométrica e cinemática dos tectonitos dúcteis. A pesquisa foi elaborada por meio de trabalhos de campo, petrografia, análise estrutural e análise conforme a técnica de difração de elétrons retro-espalhados (EBSD). Os migmatitos possuem duas fases de migmatização (leucossomas granodioríticos-tonalíticos e graníticos) e constituem duas foliações (Sn-1 e Sn) produzidas por cisalhamento dúctil. O retrometamorfismo está associado principalmente à alteração dos feldspatos, hornblenda e biotita. Nesse mesmo contexto, o quartzo pode apresentar novos grãos por *bulging*. Segundo os dados de EBSD foi possível identificar que a deformação ocorreu por mecanismos de fluência de deslocamento, associados aos processos de recristalização dinâmica. Os cristais de feldspatos apresentam extinção ondulante, subgrãos e novos grãos por *bulging*, enquanto o quartzo mostra eventualmente contatos bastante irregulares, sugerindo migração de borda de grãos. As amostras analisadas pelo EBSD para a foliação Sn-1 (feldspatos) apresentam polos (001) na direção <010>, sugerindo transição de fácies anfibolito para granulito. Também ocorrem feldspatos com polos (010) na direção <001> e tramas fracas ou moderadas de cristais de quartzo, indicando temperaturas mais baixas ou intermediárias. O domínio formado pela foliação Sn possui figuras de polo randômicas para os feldspatos, ao passo que para o quartzo ocorre a ativação do sistema de deslizamento basal com auxílio do sistema romboédrico ou somente a ativação do sistema romboédrico, indicando que a deformação ocorreu em condições médias de temperatura (450° a 500° C).

PALAVRAS-CHAVE: Complexo Atuba; Cinturão Ribeira; EBSD; mecanismos de deformação.

Abstract

The Atuba Complex outcrops in the southern region of the Ribeira Belt, in eastern Paraná. It comprises part of Curitiba Terrane, north of Luís Alves Terrane and west of Paranaguá Terrane. It is formed by stromatic metatexite migmatites, protomilonitic, milonitic and ultramilonitic migmatites, patch metatexite migmatites, network structure metatexite migmatites, schollen diatexite migmatites, banded granulitic gneisses and granitoids. Secondary occur phyllonites and amphibolytic lenses. The main objective of this work is the characterization of the textures and microstructures of quartz and feldspar crystals in order to investigate the deformation mechanisms acting together with the geometric and kinematic analysis of ductile tectonites. The research was elaborated through field work, petrography, structural analysis and analysis according to the technique of electron backscatter diffraction

(EBSD). Migmatites have two stages of migmatization (granodioritic-tonalitic and granitic leucosomes) and constitute two foliation (Sn-1 and Sn) produced by ductile shear. Retro-metamorphism is mainly associated with alteration of feldspars, hornblende and biotite. In this same context, quartz may present new grains by bulging. According to the EBSD data it was possible to identify that the deformation occurred by dislocation creep mechanisms associated with the dynamic recrystallization processes. Feldspar crystals show undulose extinction, subgrains and new grains by bulging, while quartz eventually shows rather irregular contacts, suggesting grain boundary migration. The samples analyzed by the EBSD for Sn-1 foliation (feldspars) have poles (001) in the $\langle 010 \rangle$ direction, suggesting a transition from amphibolite to granulite facies. Feldspars also occur with poles (010) in the $\langle 001 \rangle$ direction and weak or moderate quartz crystal fabrics, indicating lower or intermediate temperatures. The domain formed by the foliation Sn has random pole figures for feldspars, whereas for quartz occurs upon activation of the basal sliding system with the aid of the rhombohedral system or only activation of the rhombohedral system, indicating that the deformation occurred under average temperature conditions (450° to 500° C).

KEYWORDS: Atuba Complex; Ribeira Belt; EBSD; deformation mechanisms.

INTRODUÇÃO

As regiões internas de orógenos colisionais podem exibir rochas geradas em condições deformacionais e metamórficas variáveis, com superposição de estruturas, justaposição de rochas metamórficas contrastantes e evoluções multifásicas complexas. As rochas que foram exumadas também nos permitem estudar aspectos da crosta superior, média e inferior em cinturões antigos (Faleiros et al., 2016). Restaurar a história das margens continentais profundamente erodidas envolvidas em um processo de colisão é uma tarefa que requer uma acurada investigação. Os cinturões representam as raízes de zonas de colisão compostas principalmente por migmatitos e gnaisses (Cawood et al., 2012; Fernandes et al., 2015). A evolução crustal na porção sul do Brasil abrangeu eventos tectônicos que levaram à amalgamação de diversos terrenos durante a orogenia colisional neoproterozoica, resultando na formação do Gondwana Ocidental até o início do Cambriano (Campos Neto, 2000; Basei et al., 2008).

O conhecimento das rochas do embasamento da Plataforma Sul-Americana foi bastante aprimorado a partir de 1965 pela geologia, geotectônica e geocronologia (Hasui, 1975). O continente sul-americano é formado principalmente pela Plataforma Sul-Americana, que é composta de núcleos cratônicos e blocos que foram amalgamados ao longo dos sistemas de cinturões de dobramentos neoproterozoicos e foi um componente importante do supercontinente Gondwana Ocidental (Basei et al., 2010). A porção neoproterozoica da Plataforma Sul-Americana é representada por quatro grandes províncias estruturais (Almeida et al., 1981): a Borborema no nordeste (450.000 km²), a Mantiqueira no sudeste (500.000 km²), a Tocantins no centro (800.000 km²) e a Pampeana no sudoeste (240.000 km²). Todas elas, exceto a província Pampeana, apresentam interligações com províncias semelhantes na África (Basei et al., 2010).

A Província Mantiqueira estende-se na direção NNE por aproximadamente 3.000 km. É uma região orogênica neoproterozoica e ocorre na fração sudeste e sul do Brasil, ao longo da costa do Atlântico. É composta por várias unidades geológicas com idades e evoluções tectônicas distintas. Inclui os cinturões Araçuaí (norte), Ribeira (central) e Dom Feliciano (sul). Os terrenos são separados por zonas de cisalhamento transcorrentes-transpressivas dextrais com direções NE-SW (Almeida et al., 1981; Brito Neves & Cordani, 1991; Heilbron et al., 2004).

O Cinturão Ribeira prolonga-se por 1400 km e possui uma faixa de 100-200 km de largura (Henrique-Pinto et al., 2015). É um complexo orógeno colisional, com tendência N60E, paralelo a subparalelo ao litoral do sul e sudeste brasileiro e está relacionado à amalgamação do Gondwana Ocidental durante o Neoproterozoico (Brito Neves et al., 1999). Foi deformado e metamorfozizado durante a Orogenia Brasileiro-Pan Africana. Está relacionado às colisões oblíquas entre os crátons São Francisco, Congo, Luís Alves e Paranapanema (Campanha & Brito Neves, 2004; Fuck et al., 2008). Tem contrapartes nos cinturões Kaoko e Damara na África Ocidental (Almeida et al., 1973; Heilbron et al., 2004). É compreendido por uma série de terrenos tectono-estratigráficos ou blocos, como os terrenos Apiaí, São Roque, Curitiba, Embu e Costeiro (Heilbron et al., 2004; Faleiros, 2008). Encerra rochas de embasamento arqueano a paleoproterozoico, suítes mesoproterozoicas e neoproterozoicas de rochas vulcanossedimentares e sedimentares, granitoides intrusivos neoproterozoicos (Ediacarano), sequências sedimentares de margem passiva e granitos tardi-cinemáticos (Campanha & Sadowski, 1999; Heilbron et al., 2004; Prazeres Filho, 2005). A idade deposicional de muitas sequências sedimentares permanece incerta, com debate sobre seu ambiente deposicional e configuração tectônica (Campanha et al., 2008).

O Cinturão Ribeira Meridional e Central é limitado a noroeste pelo Cráton Paranapanema (coberto pela bacia sedimentar do Paraná), a sudoeste pelo Terreno Luís Alves e a nordeste pelo Cráton São Francisco. A oeste, se justapõe ao Cinturão Brasília, desenvolvendo uma zona de interferência estrutural, metamórfica e geocronológica (Trouw et al., 2013). A estruturação foi controlada por um sistema de cisalhamento transcorrente tardio de direção NE-SW, em escala crustal e paralelo ao orógeno (Campanha, 2002; Campanha & Brito Neves, 2004; Faleiros et al., 2010).

A presente pesquisa envolve um estudo multiescala baseado em mapeamento lito-estrutural sistemático, observações geológicas, petrográficas e microestruturais, combinados com dados geocronológicos da literatura, das rochas metamórficas de médio a alto grau do Complexo Atuba (Siga Junior et al., 1995), inseridas no âmbito do Terreno Curitiba (Siga Junior, 1995; Siga Junior et al., 1995; Basei et al., 1998; Faleiros, 2008), na porção leste do Estado do Paraná. A carência de trabalhos que discute dados microtectônicos para compreender a distribuição da deformação das diferentes fases dúcteis, estimulou grande interesse nas pesquisas ora apresentadas. Assim, o estudo no Complexo Atuba, com base em tectonitos, é importante para auxiliar na compreensão dos regimes tectônicos, feições texturais, geometria estrutural, cinemática, mecanismos de deformação e eventos superimpostos.

Um dos principais limites entre os terrenos Apiaí e Curitiba foi atribuído à zona de cisalhamento Lancinha-Cubatão, que é considerada como uma fronteira de placa no Neoproterozoico (Basei et al., 2008; Faleiros et al., 2011). O Terreno Curitiba está limitado geologicamente a noroeste pelas sequências metassedimentares dos Grupos Açungui e Setuva, e a sudeste pelos gnaisses granulíticos do Terreno Luís Alves (Fuck et al., 1967; Basei et al., 1990; Siga Junior et al., 1995; Salamuni, 1998). É constituído por rochas metamórficas de fácies xisto verde inferior a granulito e expõe parte da zona colisional do Cinturão Ribeira Ocidental (Faleiros et al., 2011). Ao norte da área de trabalho ocorre a Zona de Cisalhamento Curitiba de direção NE-SW (Salamuni et al., 2010). Segundo Silva et al. (1998) o Complexo Atuba é formado por gnaisses bandados, migmatíticos, intercalados por corpos anfibolíticos, xistos magnesianos e gnaisses granulíticos. Apresenta ainda paragneisses, quartzitos, quartzo xistos, micaxistos e gnaisses graníticos (Bigarella & Salamuni, 1959; Batola Junior et al., 1981).

A área de estudo localiza-se no leste do Estado do Paraná, no município de Curitiba e regiões circunvizinhas, abrangendo as localidades de Colombo, Campo Largo, Balsa Nova, Quitandinha e São José dos Pinhais (Figura 1). O acesso principal à porção de interesse é feito pelas rodovias BR-116, BR-277, BR-376, BR-476, PR-423, PR-090 e PR-417. Abrange uma

área de 1250 km² e compreende as longitudes oeste 49°00 e 49°40 e as latitudes sul 25°00 e 25°50. O trabalho consistiu, basicamente, em levantar e comparar dados lito-estruturais obtidos nas pedreiras Greca, Central, Artecipe, Inecol, São Jorge, Costa, Atuba, Maringá, Pussoli, Roça Grande, Transembra, Tanguá, Marc Mineração e Paulo Leminski. Todavia também foram estudados afloramentos isolados do Complexo Atuba em cortes de estrada, escolhidos devido à sua representatividade estrutural e facilidade de acesso.

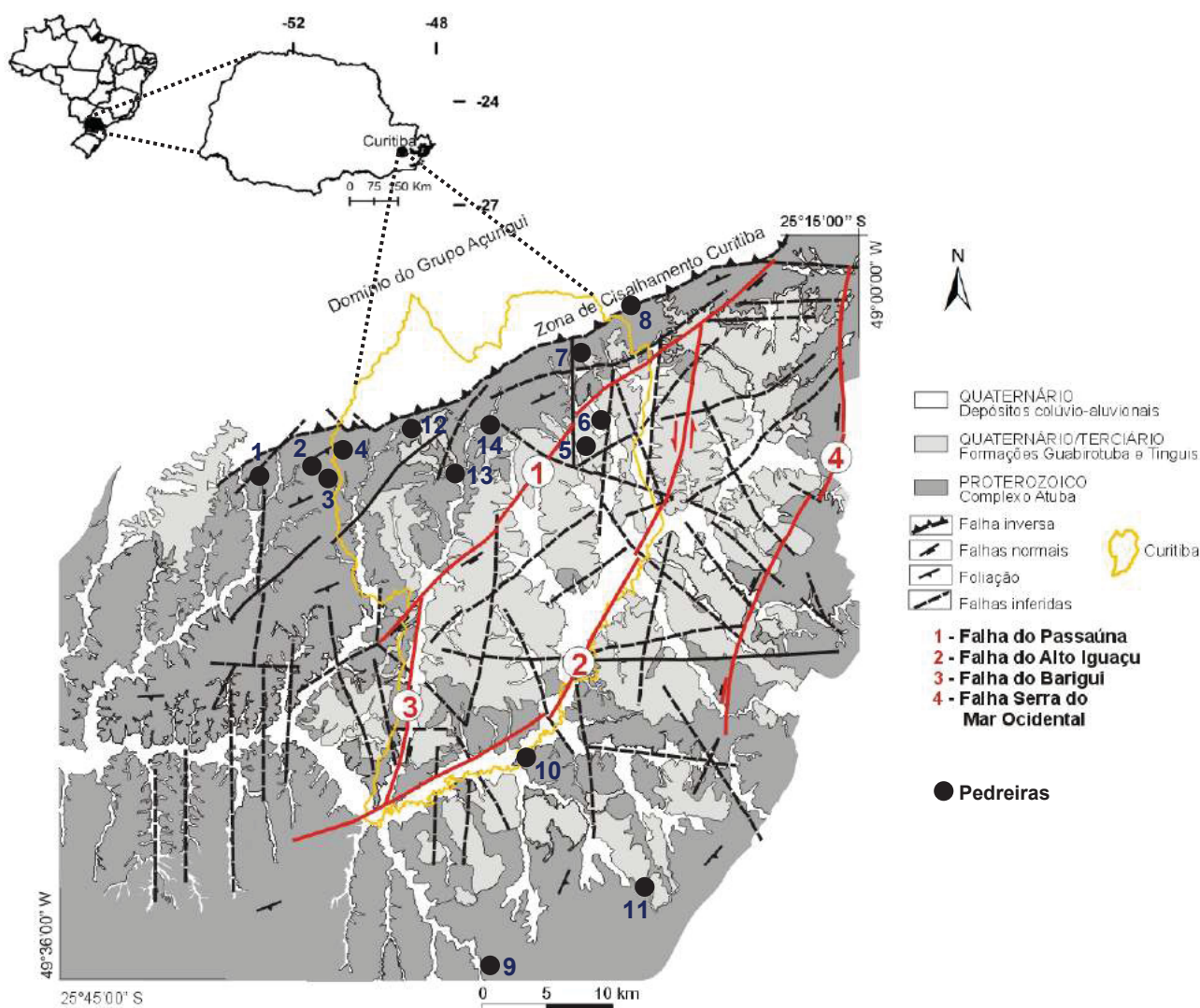


Figura 1. Localização e acessos à área de estudo. Pedreiras: 1 – Pedreira São Jorge; 2 – Pedreira Maringá; 3 – Pedreira Central; 4 – Pedreira Inecol; 5 – Pedreira Paulo Leminski; 6 – Pedreira Atuba; 7 – Pedreira Roça Grande; 8 – Pedreira Greca; 9 – Pedreira Artecipe; 10 – Pedreira Costa; 11 – Pedreira Marc Mineração; 12 – Pedreira Pussoli; 13 – Pedreira Transembra; 14 – Pedreira Tanguá. Fonte: modificado de Chavez-Kuz & Salamuni (2008) e Cabrita (2015).

O principal objetivo da pesquisa é determinar os litotipos aflorantes no Complexo Atuba, descrever os componentes microestruturais dos cristais de quartzo e feldspatos, juntamente com os outros cristais que ocorrem nas rochas, caracterizar os mecanismos de deformação, os processos de recrystalização e analisar as feições geométricas e cinemáticas dos tectonitos dúcteis presentes na área de trabalho. A pesquisa contribuiu para ampliar o conhecimento sobre o quadro da deformação neoproterozoica do leste do Estado do Paraná e ampliou a compreensão da evolução geotectônica regional relacionada ao Cinturão Ribeira Meridional, principalmente ligada ao Terreno Curitiba.

MATERIAIS E MÉTODOS

A pesquisa foi desenvolvida por meio do levantamento e tratamento dos dados integrados em uma rotina de trabalho. Foi confeccionado um banco de dados contendo informações de dissertações, teses, livros, relatórios, artigos e mapas, proporcionando um melhor entendimento geológico e estrutural do Complexo Atuba.

Foram realizados trabalhos de campo para coleta de amostras orientadas e atitudes de foliação, lineações minerais e eixos de dobras. As amostras foram laminadas e analisadas em microscópio óptico para descrição de mineralogia, texturas e feições microestruturais. Foram utilizadas 150 lâminas delgadas para a pesquisa. As lâminas delgadas foram fotografadas e determinadas áreas foram selecionadas para estudo no MEV-EBSD (Microscópio Eletrônico de Varredura - Difração de Elétrons Retroespalhados).

As descrições microscópicas foram realizadas no Laboratório de Minerais e Rochas (LAMIR) e no Laboratório de Pesquisa em Microscopia (LAPEM) da Universidade Federal do Paraná (UFPR). Os microscópios utilizados para a caracterização microestrutural foram o Olympus BX60F-3 e o Leica DM2500P. Foram elaboradas oito lâminas com polimento ultrafino para a análise de EBSD. A preparação das lâminas foi executada no LAMIR. Para o polimento foi usado a politriz Labforce (STRUERS) e a politriz Minimex 1000 (BUEHLER). As medidas de orientação cristalográfica preferencial (OCP) foram realizadas em um microscópio eletrônico de varredura da marca TESCAN, modelo Mira3 LM e do tipo FEG. As análises ocorreram no Instituto Lactec, situado no campus Centro Politécnico da UFPR. O tratamento de dados foi efetuado no *software* HKL CHANNEL 5 por meio das ferramentas TANGO (geração de mapas e histogramas de desorientação) e MAMBO (geração de figuras de polo e figuras de polo inversa).

GEOLOGIA REGIONAL

A Província Mantiqueira é um sistema orogênico neoproterozoico situado nas regiões sul e sudeste do Brasil, com direção NNE. É limitada pelas províncias Tocantins, São Francisco e Paraná. Ocorre paralelamente ao Oceano Atlântico até o Uruguai, por aproximadamente 3.000 km. Engloba os orógenos Araçuaí, Ribeira, Brasília meridional, Dom Feliciano e São Gabriel. Evoluiu durante a Orogenia Brasileiro-Pan Africana como resultado da amalgamação do Supercontinente Gondwana Ocidental (Heilbron et al., 2004), por meio da interação das massas continentais dos crátons São Francisco-Congo e Kalahari, além dos fragmentos cratônicos Rio de La Plata e Luís Alves (Brito Neves & Cordani, 1991).

O Cinturão Ribeira ocorre como um domínio crustal NE-SW, relacionado à Orogenia Brasileira (Neoproterozoico até o início do Paleozoico) (Almeida et al., 2000; Heilbron et al., 2008) e à consolidação do Gondwana Ocidental (Campanha & Brito Neves, 2004). Resultou da colisão entre o paleo-continente São Francisco-Congo com o Cráton Angola (Heilbron et al., 2008). Representa um segmento da Província Mantiqueira e se estende ao longo do sudeste brasileiro (Brito Neves et al., 1999). É limitado a noroeste pelo Cráton Paranapanema, a sudoeste pelo Terreno Luís Alves e a nordeste pelo Cráton São Francisco. A estrutura tectônica abrange os terrenos Ocidental, Paraíba do Sul-Embu, Oriental e Cabo Frio (Rio de Janeiro e Espírito Santo), em companhia dos terrenos Apiaí, Embu, Curitiba, Paranaguá e Luís Alves (São Paulo e Paraná) (Heilbron et al., 2008). As idades dos terrenos variam do paleoproterozoico ao início do Cambriano (Campos Neto, 2000; Heilbron et al., 2008), porém a maioria das unidades supracrustais possuem idades deposicionais e configurações tectônicas incertas, resultando em modelos tectônicos fundamentados em colisões múltiplas, escape lateral e intracontinental (Fiori, 1992; Reis Neto, 1994; Basei et al., 1992; Faleiros et al., 2011; Faleiros et al., 2016).

O Cinturão Ribeira Meridional é formado por terrenos tectônicos compreendidos nos estados de São Paulo, Paraná e Santa Catarina. É caracterizado pelo embasamento paleoproterozóico e por rochas supracrustais de baixo grau metamórfico, intrudidas por batólitos e stocks graníticos neoproterozoicos (Campos Neto, 2000; Prazeres Filho, 2005). É derivado da colisão entre os crátons São Francisco, Congo e Paranapanema (Faleiros et al., 2007). Foram identificados quatro terrenos justapostos, denominados de Apiaí, Curitiba, Luís Alves e Paranaguá (Basei et al., 1992; Heilbron et al., 2008; Cury, 2009; Faleiros et al., 2011). Os domínios estão separados por zonas de cisalhamento transcorrentes dextrais (Fiori, 1992). A evolução tectono-térmica neoproterozoica dos terrenos é marcada pela convergência noroeste em direção ao Craton Paranapanema (Mantovani & Brito Neves, 2005). O transporte sudeste foi em direção ao Terreno Curitiba (Fiori, 1992).

A área cratônica pré-cambriana exposta no sudeste e sul do Brasil consiste de terrenos paleoproterozoicos e arqueanos não-relacionados, que durante o evento Brasiliano foi intercalada com rochas de arco, sequências sedimentares e cortadas por granitoides (Sato et al., 2001). A área de estudo está inserida na parte meridional da Província Mantiqueira e contempla parcialmente a porção sul do Cinturão Ribeira, no setor leste do Estado do Paraná (Figura 2).

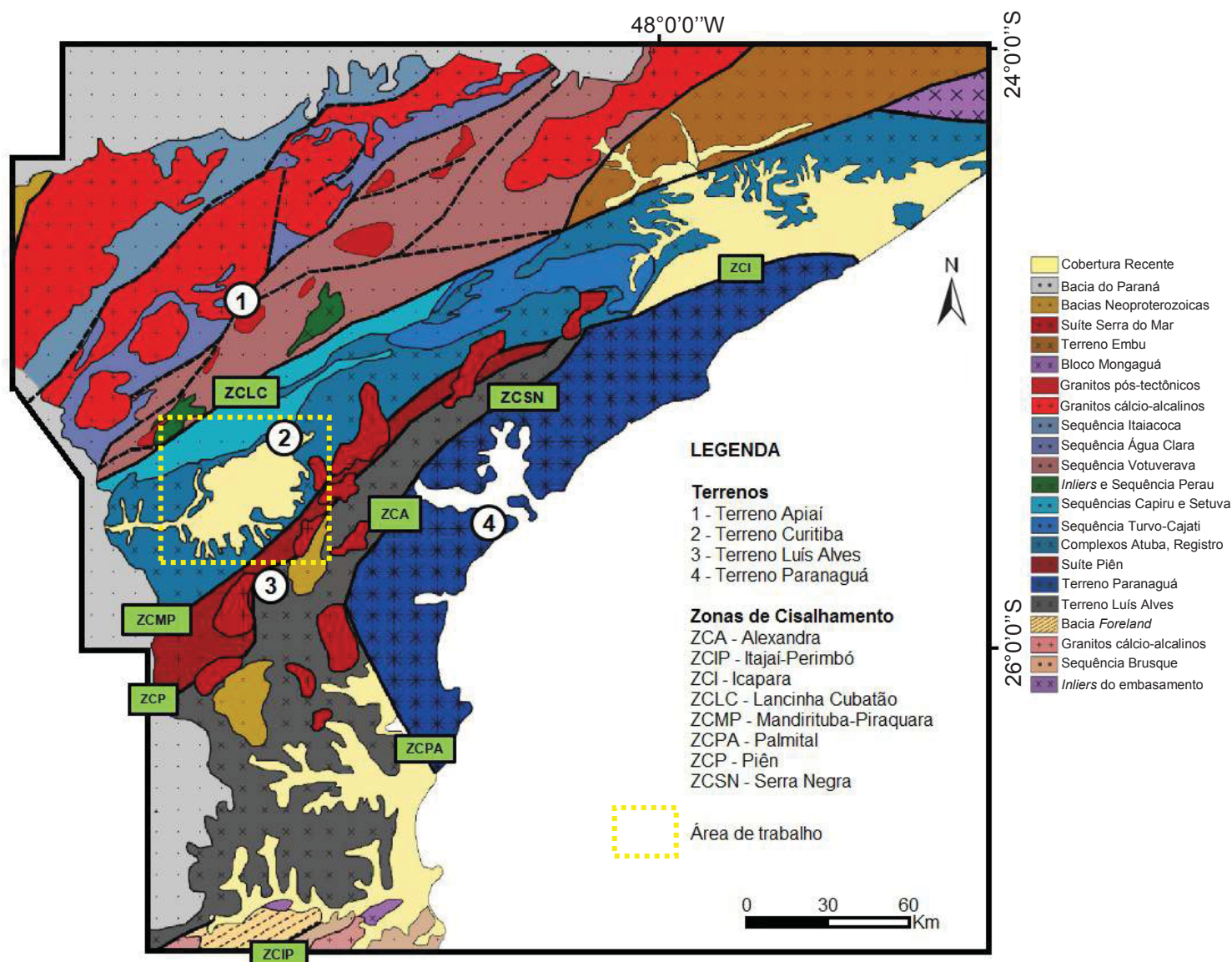


Figura 2. Mapa geológico da região sul do Cinturão Ribeira. Fonte: modificado de Guimarães (2019).

O Terreno Apiaí se localiza ao norte da Zona de Cisalhamento Lancinha e do terreno Curitiba, ao sul do Cinturão Brasília e, a oeste, do terreno Paraíba do Sul-Embu (Heilbron et al., 2008). É atravessado por zonas de cisalhamento NE-SW de baixo e alto ângulo de mergulho, mostrando transporte de NW para SE (Sato et al., 2003). Foi composto pela fusão de unidades rochosas supracrustais, com idades que variam de Calimiana (U-Pb em zircão, 1450-1500 Ma; Campanha et al., 2015), Toniana (U-Pb em zircão, 910-1030 Ma; Siga Junior et al., 2009) e Ediacarana (U-Pb em zircão, 630-580 Ma; Campanha et al., 2008), resultantes da colisão entre o Terreno Curitiba e os crátons Paranapanema-Rio de La Plata durante a formação do Gondwana Ocidental (Basei et al., 2008). Apresenta um metamorfismo PTt (pressão-temperatura-tempo) no sentido horário, do tipo Barroviano, variando de baixo a médio grau metamórfico, com pressões de 8 kbar (Faleiros, 2008; Faleiros et al., 2010). A porção norte é representada pelos Grupos Serra do Itaberaba (Juliani et al., 2000) e São Roque (Bergmann, 1988). A porção sul é configurada pelo Grupo Açungui (Fiori, 1990). Compreende extensas plataformas carbonáticas (grupos Itaiacoca e Lajeado) (Campos Neto, 2000), sequências metavulcanossedimentares compostas por turbiditos distais com magmatismo básico significativo (Grupo Votuverava) (Campanha et al., 2015), unidades metavulcanossedimentares ediacaranas (formações Iporanga e Abapã) (Siga Junior et al., 2009) e plutonismo relacionado ao arco, do tipo Andino (Campanha & Sadowski, 1999). Rochas basálticas podem ocorrer nos núcleos de antiformes (Cury et al., 2002). Porções do embasamento estão presentes em algumas janelas estruturais, como os núcleos Tigre e Betara (Cury et al., 2002). A porção norte do terreno é recoberta por rochas da Bacia do Paraná (Faleiros et al., 2011). Considerou-se que os grupos Itaiacoca, Lajeado e Votuverava se desenvolveram na margem passiva do Craton Paranapanema (Campos Neto, 2000).

O Terreno Curitiba encontra-se entre as zonas de cisalhamento Lancinha (dextral) e Serra do Azeite (sinistral), em uma faixa estreita de direção NE-SW, com extensão entre 50 e 60 Km de comprimento e 30 a 40 Km de largura (Siga Junior et al., 1993). É composto por ortognaisses migmatíticos e gnaisses graníticos bandados do Complexo Atuba, representados por biotita-anfibólio-gnaisses contendo leucossomas de composições tonalito-granodioríticas e graníticas. Juntamente ocorrem três associações metassedimentares de plataforma continental rasa (formações Turvo-Cajati, Setuva e Capiçu), que apresentam afinidades paleogeográficas com o complexo (Siga Junior, 1995; Siga Junior et al., 1995; Sato et al., 2003; Faleiros 2008). A deformação teria sido acomodada por um cavalgamento para oeste, um dobramento de vergência na direção norte e a ativação de zonas de cisalhamento transcorrentes (Faleiros et al., 2011).

O Complexo Atuba aflora como uma faixa orientada na direção NE, com largura máxima entre 40 e 50 Km. Representa o embasamento da Bacia de Curitiba juntamente com o Complexo Setuva (Chavez-Kuz, 2003). É composto por ortognaisses migmatíticos bandados, com alternância de neossomas, leucossomas e lentes de anfibolito (Faleiros et al., 2016). Também ocorrem gnaisses graníticos bandados, leucogranitos, gnaisses máficos a ultramáficos ou xistos ultramáficos e dioritos (Sato et al. 2009). O complexo foi submetido a dois episódios de metamorfismo em 2100-2000 Ma e 650-550 Ma (Sato et al., 2003), estando o segundo na fácies anfibolito, em nível estrutural inferior, com cristalização de granada, hornblenda e biotita (Siga Junior, 1995; Sato et al., 2001). As idades do modelo Sm-Nd sugerem a derivação final de seus protólitos do manto superior durante o Arqueano, com adições durante o Paleo e o Mesoproterozoico (Sato et al., 2003). As rochas são formadas por uma foliação milonítica Sn, com mergulhos altos para NW e SE e orientada segundo a direção geral NE-SW (Fuck et al., 1967; Siga Junior, 1995; Siga Junior et al., 1995; Sato et al., 2003; Sato et al., 2009). O padrão estrutural observado é indicativo de uma tectônica com transporte relativo de direção sul-sudeste. As estruturas lineares incluem lineações tipo b (eixos de dobras, intersecções de superfícies) e lineações de estiramento tipo “a” ou “x” nos planos da

foliação Sn e apresentam mergulhos relativamente baixos (Siga Junior et al., 1995). Estimativas geotermobarométricas e quantificações de trajetórias P-T mostram resfriamento praticamente isobárico de 750° C para a migmatização paleoproterozoica até um reequilíbrio ao redor de 650-700° C e 6 a 7 kbar no Neoproterozoico (Faleiros, 2008).

RESULTADOS

Neste item são apresentados os resultados das análises petrográficas, estruturais e microestruturais embasadas em EBSD das rochas do Complexo Atuba. Os estudos foram desenvolvidos em catorze pedreiras e em alguns afloramentos de corte de estrada, de acordo com os principais litotipos presentes, diferenças texturais e estruturais. As principais litologias e representação de estruturas dúcteis observadas na área de trabalho são apresentadas na Figura 3.

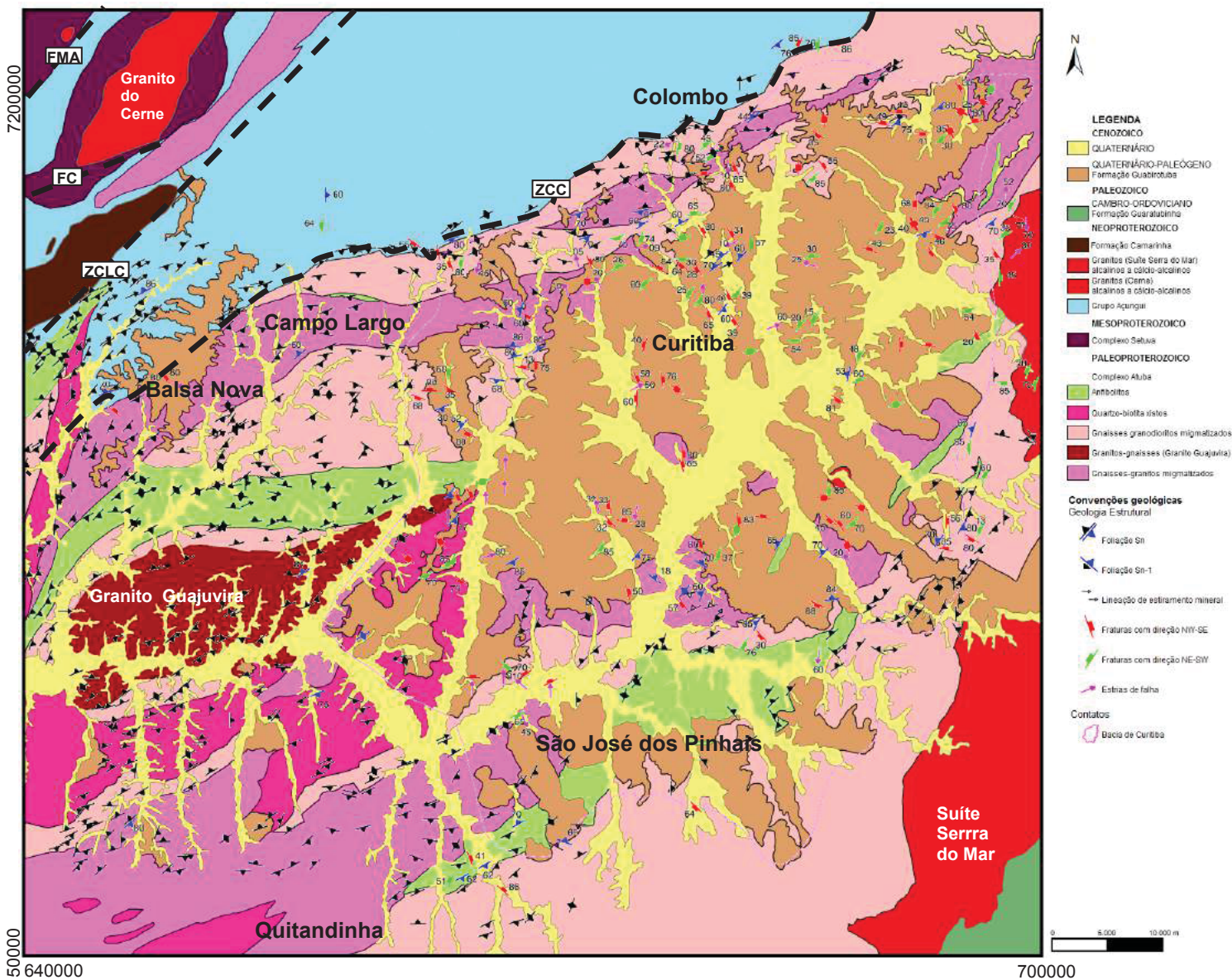


Figura 3. Mapa geológico e estrutural simplificado do leste paranaense. As flechas pretas (foliação Sn-1 e Sn) correspondem aos ângulos de mergulho baixos a altos. Falhas e zonas de cisalhamento: FMA (Falha do Morro Agudo); FC (Falha do Cerne); ZCLC (Zona de cisalhamento Lancinha-Cubatão); ZCC (Zona de cisalhamento Curitiba). Fonte: modificado de Salamuni (1998).

O Complexo Atuba é constituído por metatexitos estromáticos, migmatitos protomiloníticos, miloníticos e ultramiloníticos, metatexitos *patch*, metatexitos com estrutura em rede, diatexitos *schollen*, gnaisses granulíticos bandados e granitoides. Subordinadamente ocorrem filonitos e lentes anfibolíticas. As rochas são cortadas por diques de diabásio e veios leucocráticos. As descrições dos migmatitos foram baseadas na classificação de Sawyer (2008).

Metatexitos estromáticos

Os metatexitos estromáticos ocorrem em todas as pedreiras estudadas, exceto nas pedreiras Paulo Leminski e Roça Grande. Apresentam estruturas pré-fusão parcial e segregação entre leucossoma (Figura 4A) e resíduo. Ocorrem de modo heterogêneo em escala de afloramento e caracterizam-se por domínios leucocráticos paralelos à foliação tectônica e ao bandamento composicional moderadamente adelgado do neossoma residual mesocrático encaixante e cinza. São caracterizados por faixas regulares, contínuas e espessas. Observam-se reduções no tamanho dos grãos, estiramento mineral e moderado desenvolvimento da foliação. A granulação é fina a grossa e a textura característica é nematoblástica, granoblástica ou granular orientada, com os grãos da matriz muitas vezes envolvendo os cristais de feldspato potássico ou plagioclásio de formato circular, atribuindo um aspecto anastomosado à rocha. Ocorre textura protomilonítica e milonítica. Os agregados quartzo-feldspáticos têm forma interlobada a ameboide. O bandamento é definido pela alternância entre neossomas residuais mesocráticos (plagioclásio + quartzo + hornblenda + biotita), leucossomas graníticos ou granodioríticos-tonalíticos e melanossomas máficos.

O neossoma residual mesocrático (Figura 4B) é tonalítico e rico em biotita e hornblenda. Tem granulação fina a média, com cristais em torno de 1 mm a 2 cm. É caracterizado pelo bandamento composicional planar a ondulado, penetrativo, dúctil e heterogêneo. As bandas são milimétricas (2 mm) a centimétricas (2 cm), de coloração cinza claro, formadas por oligoclásio ou andesina (45%) e quartzo (35%), intercaladas com níveis escuros constituídos por biotita (15%) e hornblenda (5%). Os minerais acessórios são microclínio, apatita, opacos, zircão, titanita, allanita e muscovita. Os minerais secundários têm clorita (penina), carbonato, epidoto e sericita. Estes podem estar relacionados a uma fase hidrotermal (pós-metamórfica).

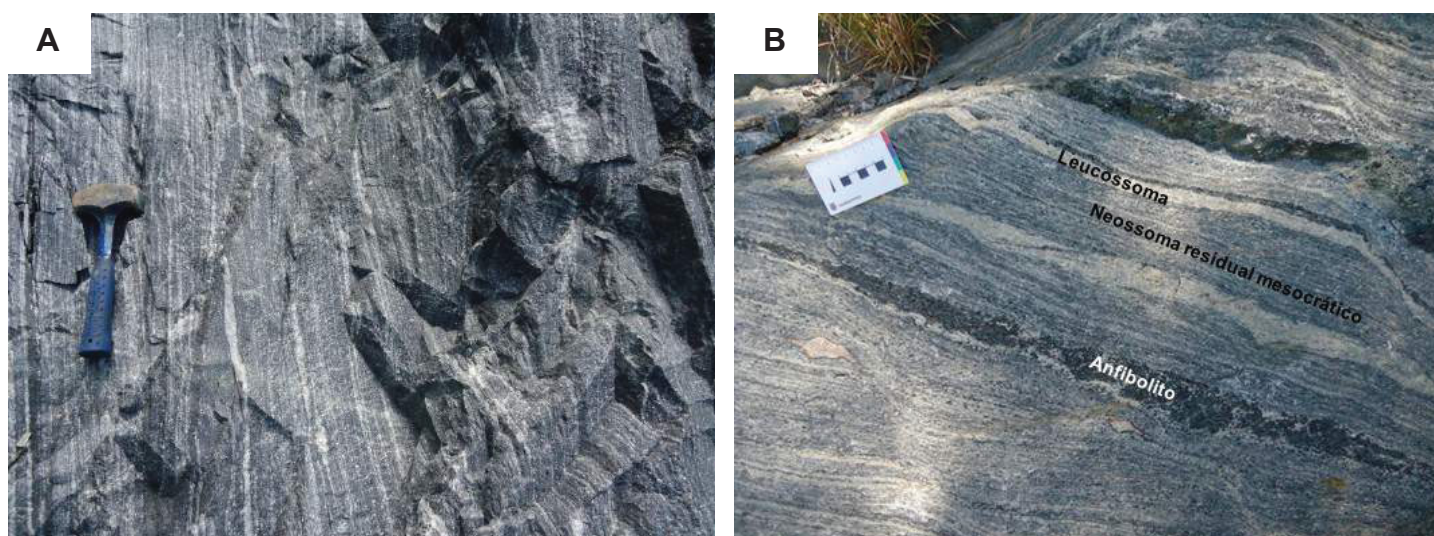


Figura 4. (A) Aspecto macroscópico do metatextito estromático, formado por intercalações contínuas, milimétricas a centimétricas do leucossoma e melanossoma. Local: pedreira Artেকে. (B) Neossoma residual mesocrático caracterizado pelo bandamento composicional, de caráter penetrativo e espessura milimétrica. Local: pedreira Atuba.

Os cristais de andesina ou oligoclásio possuem contatos serrilhados e localmente denteados ou lobados com os outros minerais da rocha. Podem ocorrer levemente estirados, de forma intersticial ou com reentrâncias. A maioria dos cristais apresenta extinção ondulante, subgrãos e maclas deformacionais com terminações afuniladas ou em pontas. Pode exibir geminação polissintética do tipo albita-periclina, mimequita e novos grãos por *bulging*, sugerindo deformação ao redor de 500° C (Figura 5A). Nota-se eventualmente *kink bands*, microfraturas fechadas e preenchidas por sericita ou carbonato. Estão fracamente a fortemente sericitizados e saussuritizados. Os cristais de quartzo apresentam contatos lobados, parcialmente denteados e localmente serrilhados com os cristais de oligoclásio. Muitas vezes aparecem de forma intersticial (Figura 5B). Filmes de fundido ricos em quartzo são eventualmente observados (Figura 5C). Há extinção ondulante, subgrãos, bandas de deformação e textura em tabuleiro de xadrez indicando temperaturas maiores que 600° C (Figura 5D). Nas amostras mais deformadas pode mostrar limites muito irregulares, indicativos de recristalização por migração de borda de grãos. Há microfraturas preenchidas por carbonato, clorita sericita e opacos. Exibem feições em cúspide, sugerindo mimetização de líquido. Os cristais de biotita mostram contatos retilíneos e serrilhados. As feições de deformação são caracterizadas pela extinção ondulante, subgrãos, *kink bands* e bandas de deformação. Localmente pode ocorrer geminação simples. Encontram-se fracamente alterados para clorita, opacos e óxido de ferro ao longo das clivagens e dos limites dos grãos. Os cristais de hornblenda exibem extinção ondulante, microfraturas fechadas ou preenchidas por carbonato, epidoto e clorita. Podem mostrar geminação simples, subgrãos (Figura 5E) e raros novos grãos por *bulging* (Figura 5F). A alteração é moderada e definida pela presença da biotita, actinolita, opacos, epidoto ou clorita nas bordas ou nos planos de clivagem.

Os cristais de microclínio têm extinção ondulante, subgrãos, novos grãos, pertitas tipo *string* e pertitas em chamuscas. Os cristais de apatita são caracterizados por contatos curvos e retilíneos. Há fraturas fechadas. Os cristais de opacos são muito finos a médios (< 0,1 a 2 mm), anédricos granulares a euédricos prismáticos e não possuem orientação preferencial. Os contatos são lobados, serrilhados ou curvos. Encontram-se incipientemente alterados para óxido de ferro. Os cristais de zircão mostram zoneamento e não exibem orientação preferencial. Encontram-se dispersos pela lâmina ou como inclusões. Os cristais de titanita exibem contatos denteados e curvos. Apresentam-se pouco fraturados. Ocorrem associados à hornblenda, opacos e biotita. Os cristais de allanita são subédricos e apresentam contatos retilíneos. Há presença de halos pleocróicos. Os cristais de muscovita são inequigranulares muito finos a médios e não apresentam orientação preferencial. Os limites são irregulares. Os cristais de clorita (penina) possuem clivagem encurvada, estiramento e extinção ondulante como feições deformacionais. Os cristais de carbonato são anédricos granulares, com contatos serrilhados e curvos. Ocorrem em fraturas ou como produto da alteração do oligoclásio ou andesina. Os cristais de epidoto são muito finos a médios (< 0,1 a 1 mm), anédricos granulares a subédricos, com contatos serrilhados, curvos e localmente retilíneos. Ocorrem em fraturas. Os cristais de sericita são anédricos, com limites irregulares. Não apresentam orientação preferencial.

O neossoma é segregado e forma bandas individuais ou estromas. É formado por um leucossoma interno e um melanossoma externo, milimétrico, desenvolvido em torno, mas não em todo o leucossoma. A proporção de materiais leucocráticos para melanocráticos no neossoma varia consideravelmente de um lugar para outro. As rochas apresentam duas fases de migmatização. A primeira fase é formada por leucossomas foliados, granodioríticos a tonalíticos, brancos e paralelos à foliação principal. Os leucossomas aparecem lateralmente persistentes, com espessura milimétrica a centimétrica (1 mm até 5 cm). Podem aparecer interrompidos, sinuosos, *boudinados* e dobrados. O desenho de algumas bandas individuais de leucossoma revela que muitas faixas cruzam a foliação em um ângulo baixo.

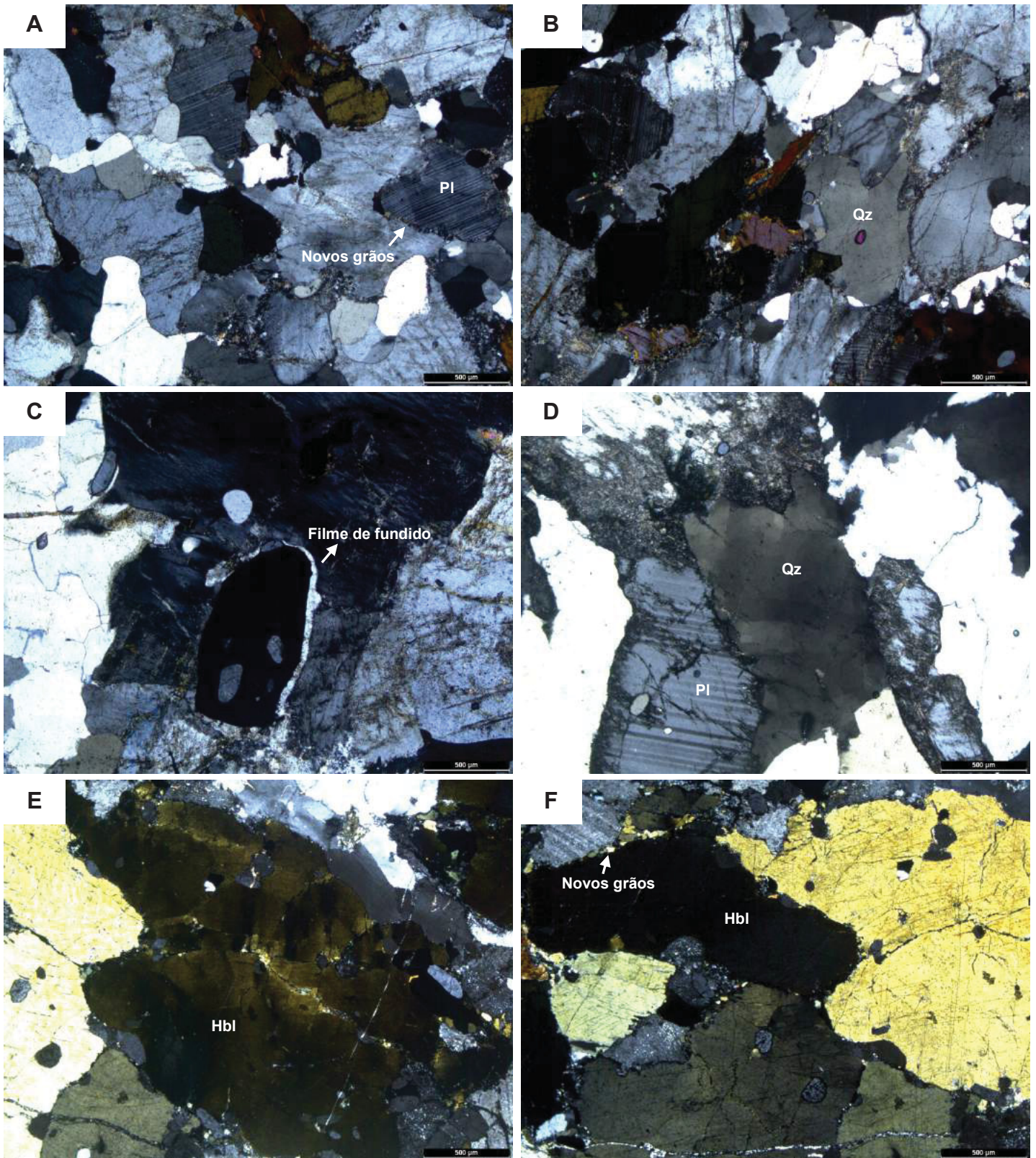


Figura 5. Fotomicrografias do metatexito estromático (visualização com os polarizadores cruzados). (A) Oligoclásio com formação de novos grãos muito finos nas bordas. Local: pedreira Inecol. (B) Cristal de quartzo intersticial. Local: pedreira Inecol. (C) Filmes de fundido ao longo dos limites de grãos de feldspatos. Local: pedreira Central. (D) Cristal médio de quartzo com textura em tabuleiro de xadrez. Local: pedreira Artcipe. (E) Subgrãos em cristais de hornblenda. Local: pedreira Central. (F) Novos grãos muito finos nas bordas da hornblenda. Local: pedreira Central. LEGENDA: PI – plagioclásio. Qz – quartzo. Hbl – hornblenda.

O melanosoma pode apresentar biotita, hornblenda, enstatita (Figura 6A), diopsídio (Figura 6B) ou granada (Figura 6C). A titanita ocorre como mineral acessório. O diopsídio, granada e a enstatita foram eventualmente constatados nos melanossomas dos metatextitos estromáticos. O melanossoma tem cor cinza escuro e ocorre junto ao leucossoma, de forma paralela, com orientação preferencial fraca.

A segunda fase é constituída por leucossomas graníticos (Figura 6D), róseos ou brancos, maciços ou foliados. A granulação é fina a grossa. Apresenta limites planares ou irregulares. Possui índice de cor hololeucocrático a leucocrático e textura fanerítica inequigranular fina a grossa, com cristais anédricos a subédricos de microclínio, quartzo e oligoclásio. Pode exibir textura pegmatítica formada por fenocristais de microclínio, envoltos por uma matriz grossa de quartzo e oligoclásio. É caracterizada por microclínio, oligoclásio, quartzo e raros cristais de biotita e hornblenda.

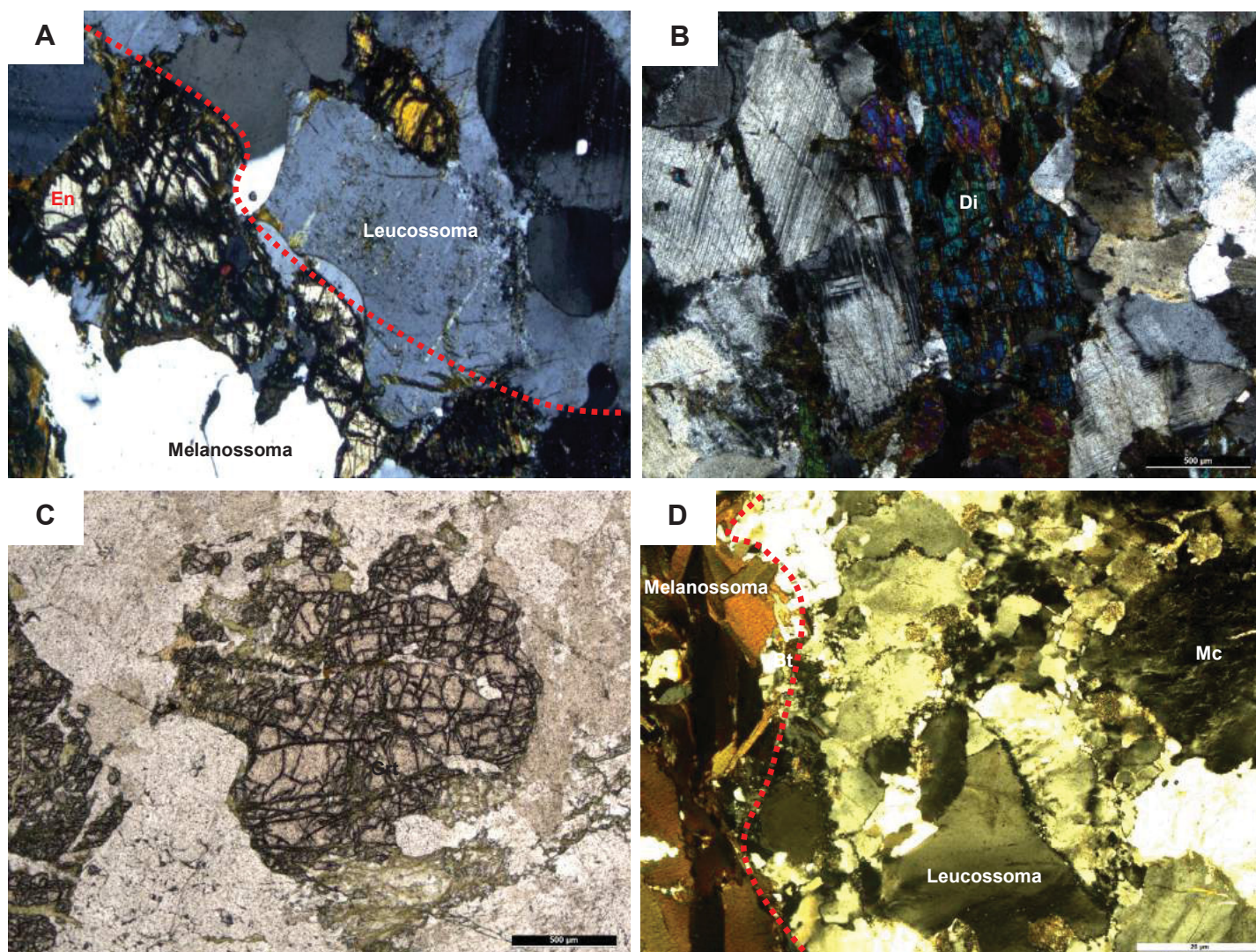


Figura 6. (A) Leucossoma quartzo-feldspático e melanossoma constituído principalmente por enstatita (polarizadores cruzados). Local: pedra Incol. Fotomicrografias dos cristais peritéticos (B-C): (B) Cristal de diopsídio, grosso, com contatos irregulares (luz com polarizadores cruzados). Local: pedra Central. (C) Cristal de granada fortemente fraturado (luz com polarizadores cruzados). Local: pedra Central. (D) Leucossoma rico em microclínio, oligoclásio e quartzo. O melanossoma é formado por biotita e hornblenda (polarizadores cruzados). Local: pedra Atuba. LEGENDA: Bt – biotita. Di – diopsídio. En – enstatita. Grt – granada. Mc – microclínio.

Os cristais de microclínio são levemente alongados e possuem incipiente orientação preferencial. Podem mostrar grãos recrystalizados. Os cristais de oligoclásio não possuem orientação preferencial. Apresentam extinção ondulante, subgrãos, maclas deformacionais e geminação polissintética do tipo albíta-periclina. As maclas podem ser curvas. Os cristais de quartzo não estão orientados. Apresentam extinção ondulante, subgrãos, bandas de deformação e novos grãos. Os cristais de biotita têm fraca orientação preferencial e mostram extinção ondulante. Os cristais de hornblenda exibem extinção ondulante e microfraturas não preenchidas. O melanossoma tem biotita e hornblenda.

Migmatitos protomiloníticos, miloníticos e ultramiloníticos

Os migmatitos das pedreiras São Jorge (Figura 7A), Pussoli (Figura 7B), Marc Mineração (Figura 7C) e Greca (Figura 7D) são formados por protomilonitos, milonitos (Figura 8A) e ultramilonitos, segundo a classificação de Sibson (1977). Possuem coloração cinza, com uma proporção relativamente alta de leucossoma róseo e uma parcela baixa de leucossoma branco. As faixas subverticais do leucossoma estão localizadas paralelamente à foliação fina.

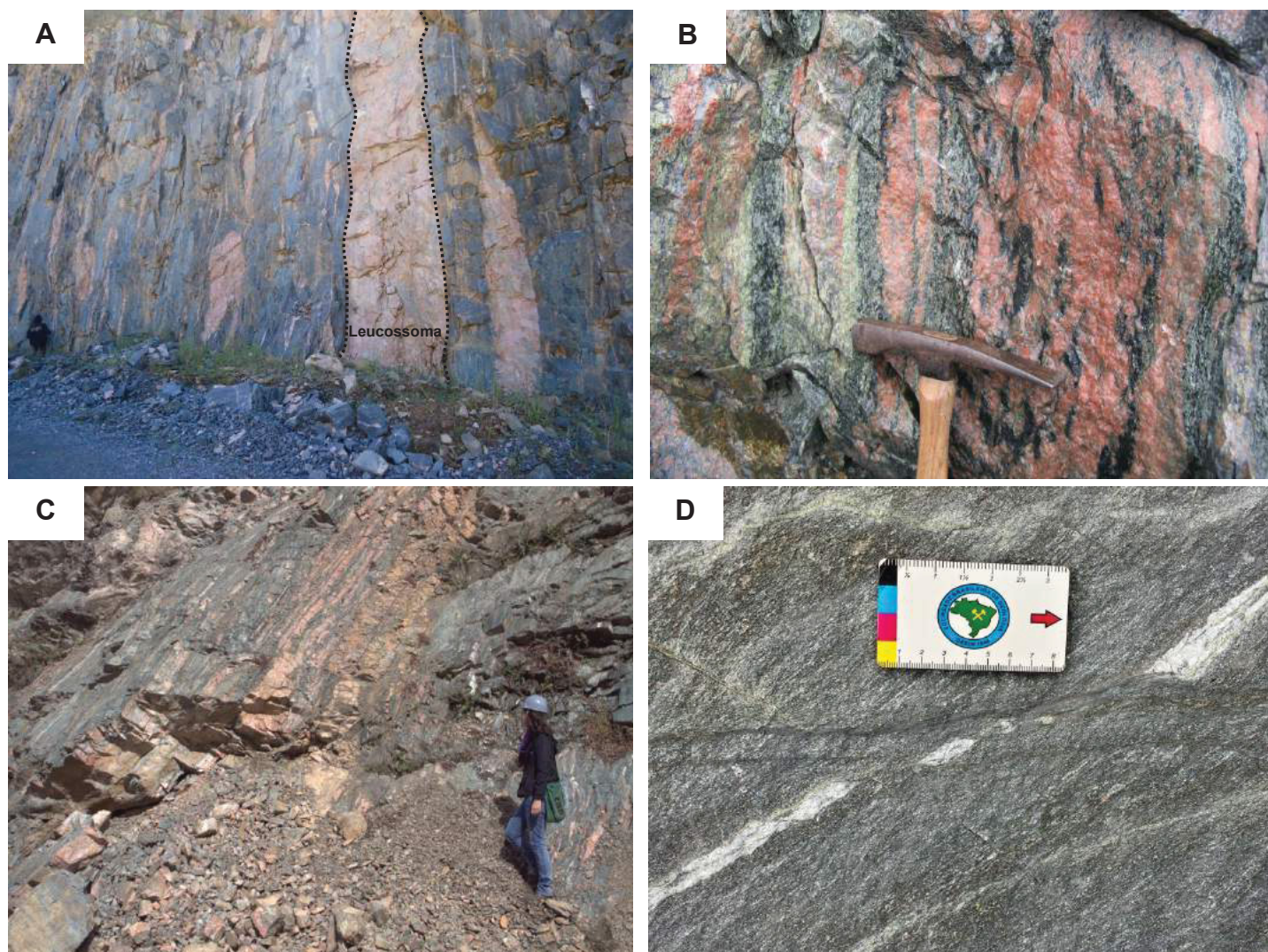


Figura 7. (A) Aspecto geral da pedreira São Jorge, com intercalação de leucossoma róseo, métrico e subvertical, com neossoma residual mesocrático. (B) Leucossoma róseo, milimétrico a centimétrico, paralelo à foliação principal da rocha. Local: pedreira Pussoli. (C) Metatexito estromático milonitizado da pedreira Marc Mineração. (D) Aspecto do metatexito estromático da pedreira Greca. É caracterizado pelo bandamento composicional penetrativo, intercalado com o leucossoma branco, de espessura milimétrica a centimétrica.

O neossoma residual mesocrático a melanocrático possui composição granodiorítica a tonalítica. Apresenta estiramento mineral e foliação contínua, penetrativa, retilínea a ondulada, de espaçamento milimétrico (1 a 2 mm). Os porfiroclastos de microclínio e oligoclásio têm dimensões milimétricas e são levemente arredondados. A distribuição das rochas miloníticas é de maneira geral assimétrica. A textura é definida por porfiroclastos de microclínio e oligoclásio arredondados ou alongados, circundados por níveis irregulares de biotita ou matriz quartzo-feldspática. É formado por quartzo, oligoclásio, microclínio, biotita, hornblenda e epidoto. Os minerais acessórios são clorita, muscovita, opacos, apatita e zircão. Os minerais secundários são formados por carbonato e sericita. A forma dos agregados de grãos é interlobada. Os minerais estão fortemente orientados preferencialmente.

O quartzo mostra poucas fraturas, subgrãos, *ribbons* e bandas de deformação. Eventualmente há grãos com contatos fortemente irregulares, sugerindo recrystalização por migração de bordas de grãos. Entretanto, ocorrem domínios formados por *bulging*, indicando superposição de recrystalização dinâmica de baixa temperatura. O oligoclásio mostra maclas deformacionais em forma de cunha, *kink bands*, macla albita-periclina, extinção ondulante, subgrãos e novos grãos por *bulging*. A biotita está fortemente orientada, estirada (Figura 8B), anastomosada e apresenta extinção ondulante. A hornblenda exibe extinção ondulante e microfraturas fechadas ou preenchidas por biotita. O epidoto encontra-se estirado, com fraturas fechadas e extinção ondulante. A clorita ocorre fracamente orientada, pouco estirada e mostra extinção ondulante. A muscovita apresenta extinção ondulante e clivagens curvas. O microclínio possui extinção ondulante, estiramento e novos grãos por *bulging* como feições de deformação. Os minerais opacos podem ocorrer como filmes submilimétricos intercalados com a biotita.

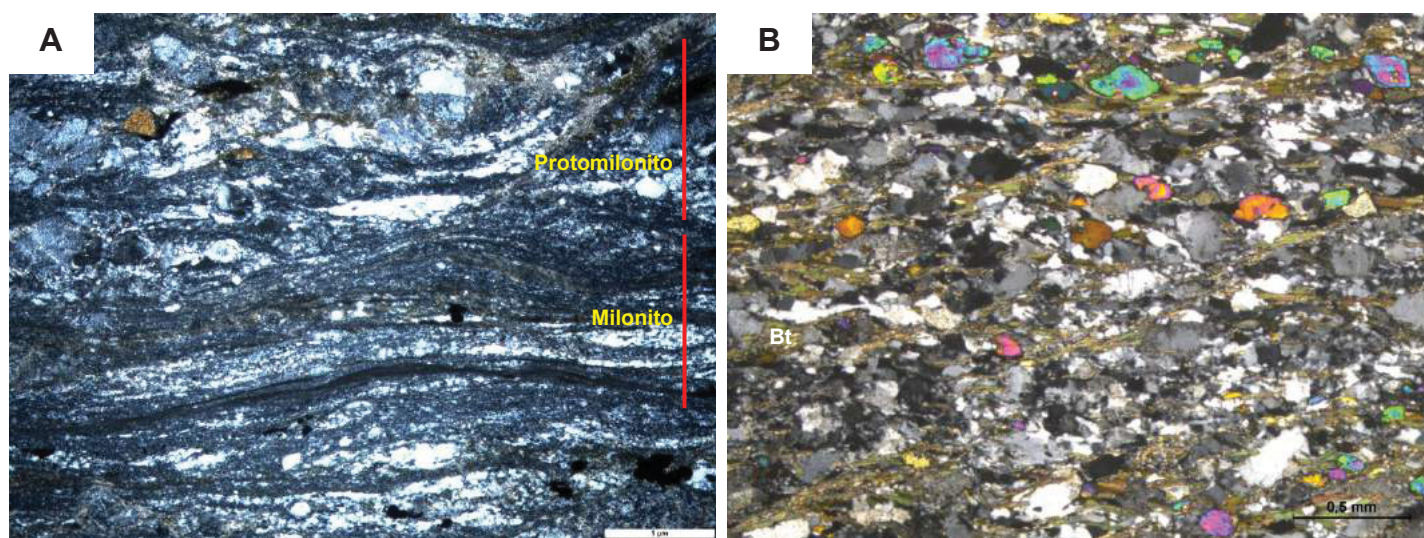


Figura 8. (A) Cristais estirados e orientados formando níveis miloníticos e protomiloníticos (luz com polarizadores cruzados). Local: pedreira Greca. (B) Cristais de biotita estirados e fortemente orientados, intercalados com níveis formados por quartzo e oligoclásio (luz com polarizadores cruzados). Local: pedreira São Jorge. LEGENDA: Bt – biotita.

Os leucossomas apresentam composição granítica ou granodiorítica. As bandas de leucossoma róseo possuem granulação fina a grossa, espessura centimétrica a métrica e são caracterizadas por microclínio, oligoclásio, quartzo e biotita. Os níveis de leucossoma branco têm espessura milimétrica a centimétrica. Os domínios são lateralmente persistentes e foliados, localmente situados como *boudins*. Muitos dos domínios estromáticos de leucossoma exibem estruturas *pinch-and-swell*. Os cristais de microclínio exibem fraturas, extinção ondulante, subgrãos e novos grãos por *bulging*. Os cristais de oligoclásio têm fraturas, extinção ondulante, maclas deformacionais, maclas curvas, geminação do tipo albita-

periclina, subgrãos e novos grãos. Os cristais de quartzo mostram extinção ondulante, bandas de deformação e subgrãos. Podem mostrar limites irregulares, sugerindo migração de limite de grão. Os cristais de biotita possuem extinção ondulante e clivagens curvas.

O melanossoma ocorre nas bordas do leucossoma róseo ou branco, tem espessura milimétrica a centimétrica e é definido pela orientação da biotita, hornblenda e epidoto. Encontra-se de caráter pouco contínuo. Os cristais de biotita são subédricos lamelares, ocorrem orientados e anastomosados, com extinção ondulante. Os cristais de hornblenda são subédricos prismáticos e podem mostrar orientação preferencial. Apresentam extinção ondulante e microfraturas fechadas. Os cristais de epidoto são finos e mostram extinção ondulante. Ortopiroxênio não foi observado nas rochas com leucossoma granodiorítico.

Metatexitos *patch*

Os metatexitos com estrutura em *patch* estão localizados nas pedreiras Central, Roça Grande e Inecol. Podem ocorrer de modo uniforme ou encontram-se fracamente foliados. O neossoma se apresenta como manchas brancas, dispersas, pouco definidas, difusas ou nebulosas. Às vezes ocorrem de forma quase circular (Figura 9A). Podem estar relacionados às fraturas que se desenvolveram no neossoma residual no momento da fusão parcial. Não se encontra segregado em leucossoma e melanossoma. Mostra granulação mais grossa e heterogênea do que o neossoma residual situado ao redor. O leucossoma é formado por feldspato potássico, plagioclásio e quartzo. Apresenta minerais finos a médios, com contatos irregulares, de hábito anédrico a subédrico. As feições deformacionais são caracterizadas por extinção ondulante, subgrãos e novos grãos.

A porção melanocrática consiste em hornblenda e raros cristais de biotita (Figura 9B). Pode ocorrer granada. A hornblenda geralmente forma os cristais maiores. É anédrica, com contatos serrilhados e curvos. Está fracamente orientada. Mostra microfraturas e extinção ondulante. A biotita é muito fina, subédrica e ocorre sem orientação. Os contatos são curvos e serrilhados. Aparece fraturada, com extinção ondulante. A granada é média, anédrica, com contatos curvos. Os minerais máficos estão na margem e no centro do leucossoma.

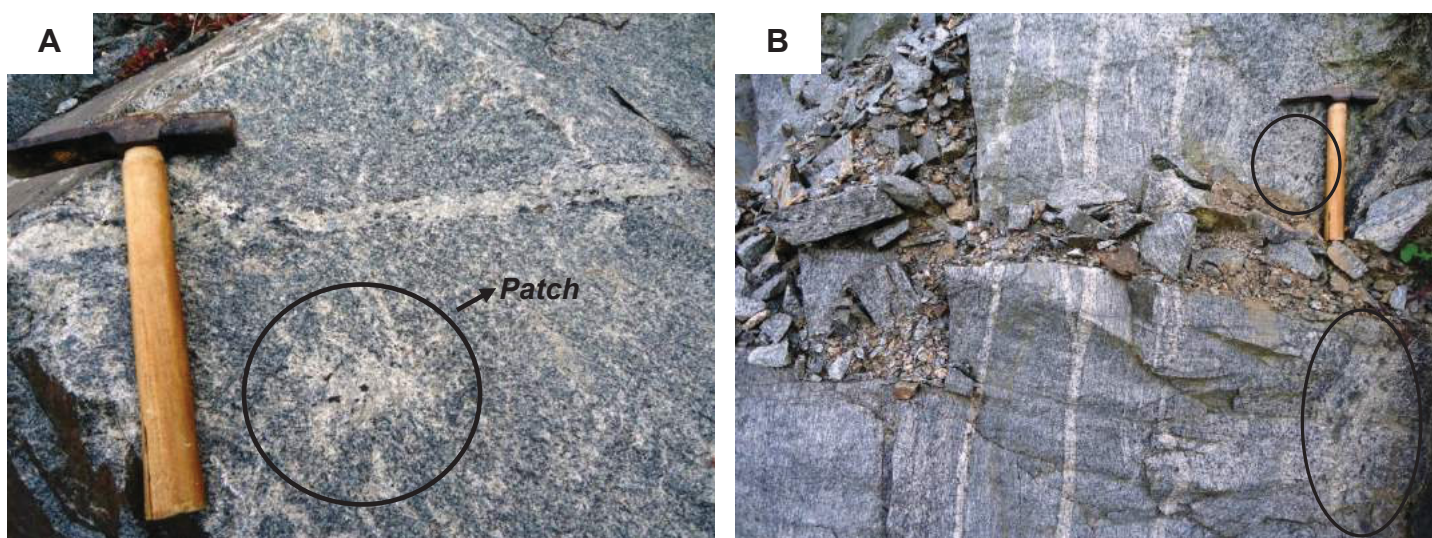


Figura 9. Fotografias obtidas na pedreira Central. (A) *Patches* de neossoma em meio ao neossoma residual mesocrático. (B) *Patches* de leucossomas *in situ* com concentrações de minerais peritéticos associados (círculos em preto).

Os *patches* de neossoma possuem uma distribuição variada de constituintes leucocráticos e melanocráticos. A maioria das “manchas” de neossoma tem partes que são ricas em minerais

ferromagnesianos e outras que são ricas em quartzo, plagioclásio e feldspato potássico. Alguns *patches* são alongados ao longo da direção da foliação.

Metatexitos com estrutura em rede

Os metatexitos com estrutura em rede (*net structure*) ocorrem nas pedreiras Artecipec (Figura 10A) e Inecol. São formados por dois ou mais conjuntos de segregações ou veios irregulares de leucossomas e melanossomas que se interceptam e criam padrões em formato de losango. As áreas do leucossoma possuem bordas curvas ou irregulares e contêm feldspato potássico, plagioclásio, quartzo e anfibólio. Possuem 1 a 3 cm de espessura e distribuição assimétrica. O melanossoma caracteriza-se por cristais grossos, subédricos, de anfibólio e plagioclásio. Os afloramentos mostram claramente duas tendências de estruturas: uma subparalela e outra discordante oblíqua (30-45°) à foliação principal (Figura 10B).

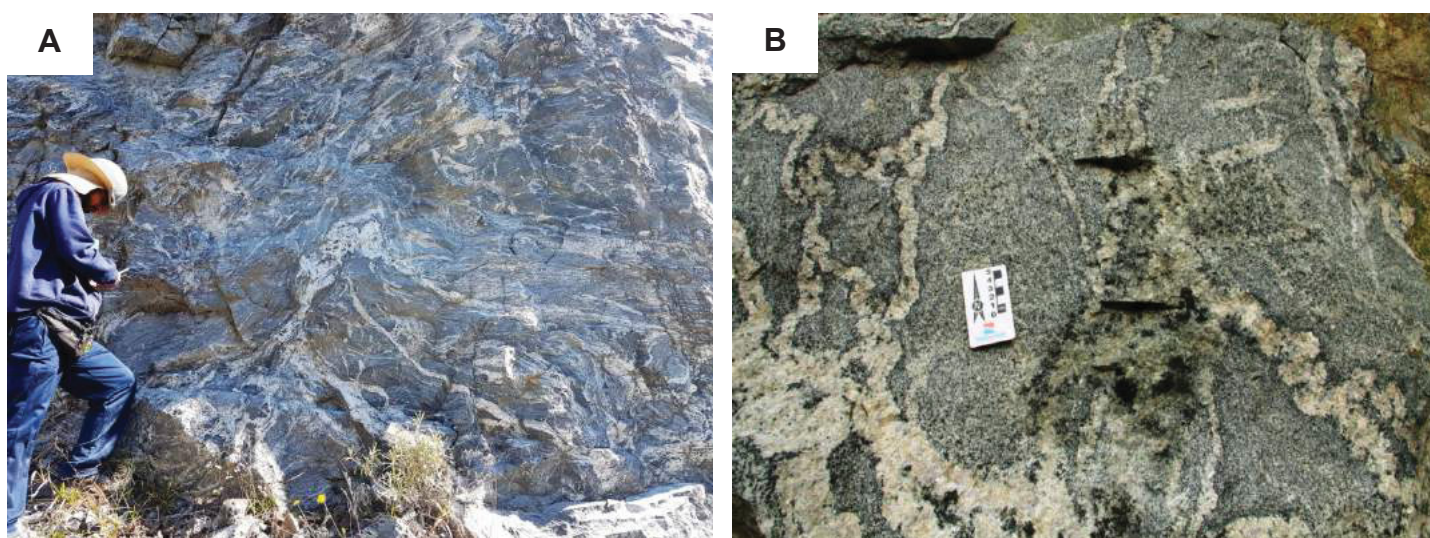


Figura 10. (A) Aspecto geral do metatextito com estrutura em rede. Local: pedreira Artecipec. (B) Metatextitos com estrutura em rede, formados por leucossomas paralelos e discordantes à foliação principal. Local: pedreira Inecol.

Diatexitos *schollen*

Em determinadas partes das pedreiras Artecipec, Maringá, Central e Inecol o migmatito mostra uma transição de metatextito estromático para um diatextito. Contém uma proporção relativamente elevada de *schollen* (ou *rafts*) em uma matriz gnáissica (Figura 11A) ou granítica (Figura 11B) de granulação média a grossa. Todos os *schollen* são metamáficos, finos a médios, arredondados ou angulosos, de cor cinza escuro e compostos por piroxênio, anfibólio e biotita. Podem apresentar-se *boudinados*, com fraturamento hidráulico e não são contínuos. Os domínios internos de leucossoma estromático têm contornos irregulares. Alguns contêm leucossomas com dobras cerradas que são truncadas pelas bordas do *schollen*. Raramente ocorre com uma borda (*selvedge*) estreita e rica em biotita, como resultado da reação entre o fundido e o *schollen*. A proporção de *schollen* é um pouco maior em alguns locais do que em outros.

Os enclaves podem apresentar variação na orientação das estruturas com relação à matriz, sugerindo rotação. Ocasionalmente o maior alongamento do *schollen* é paralelo ao bandamento composicional ou à foliação principal dos metatextitos estromáticos. Estruturas máficas semelhantes à *schlieren* ocorrem distribuídas de forma aleatória na matriz granítica e são caracterizadas por concentrações de anfibólio e biotita. Também se observam em algumas

porções da pedreira Artecipe, aglomerados de minerais máficos englobados ou fragmentados pelo leucossoma.

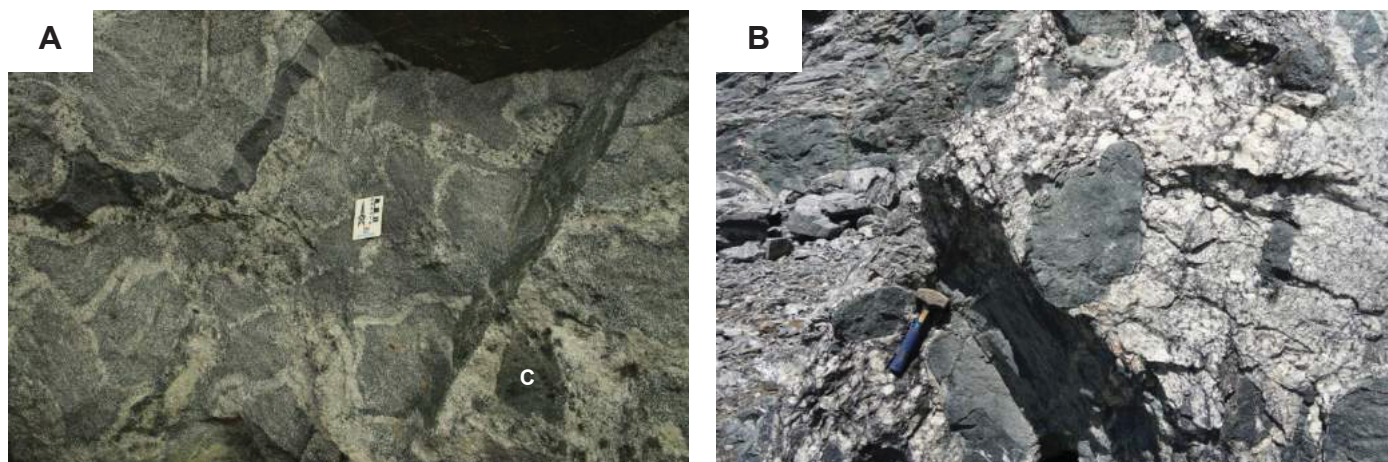


Figura 11. (A) Diatexitos *schollen* caracterizados por formatos circulares (C). Local: pedreira Inecol. (B) Aspecto macroscópico dos enclaves (*schollen*) angulosos e estirados em matriz granítica. Notam-se faixas finas (1 mm a 2 cm) e foliadas de material melanocrático (*schlieren*), formadas por biotita e anfibólio, em torno dos enclaves ou na porção leucocrática. Local: pedreira Artecipe.

Gnaisses granulíticos bandados e maciços

As pedreiras Paulo Leminski e Roça Grande são formadas por gnaisses granulíticos bandados (Figura 12) ou maciços. Os gnaisses granulíticos mesocráticos estão estruturados em bandas gnaissificadas, de granulação média a grossa e textura granoblástica. Os níveis mesocráticos podem estar intercalados com faixas leucocráticas e melanocráticas, milimétricas, de menor frequência. São constituídos por andesina, enstatita, granada, hornblenda, quartzo, microclínio e biotita. Os minerais acessórios são formados por zircão, opacos, apatita e allanita. Os minerais secundários (epidoto, clorita, calcita e sericita) podem estar associados a uma fase hidrotermal. Os minerais prismáticos apresentam orientação incipiente. Os agregados quartzo-feldspáticos mostram contatos interlobados. O leucossoma branco nem sempre é persistente, constituindo, às vezes, pequenos corpos lenticulares, aparentemente sem raiz. Aparece como intercalações concordantes ou discordantes ao gnaiss granulítico. Tem granulação fina a média e estrutura maciça. As exposições ocorrem de forma isolada. O melanossoma é incipiente e ocorre nas bordas do leucossoma.

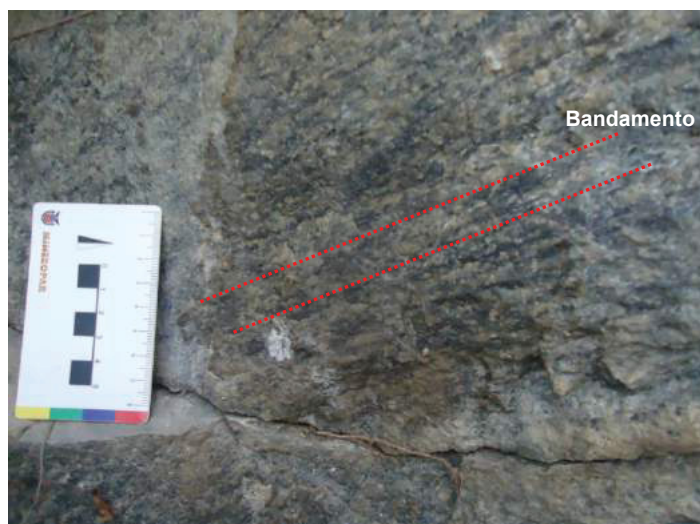


Figura 12. Pedreira Paulo Leminski. Gnaiss granulítico bandado.

Petrograficamente ocorrem feições de migmatização nas rochas da pedreira Paulo Leminski. Foram observados *pools* de fundido com formato em cúspide, apresentando extensões finas e afiladas, penetrando ao longo dos limites de grãos adjacentes (Figura 13). Os minerais em contato são levemente arredondados, sugerindo corrosão. Notam-se também filmes de fundido localizados ao longo dos limites de grãos e microclínio com caráter intersticial.

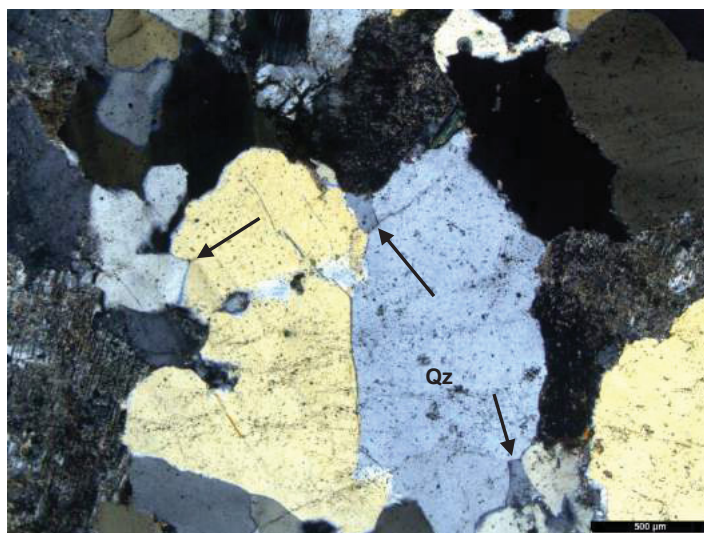


Figura 13. *Pools* de fundido formados por quartzo cristalizado ao longo de limites de grãos (luz com polarizadores cruzados). As feições estão representadas pelas setas pretas. Local: Pedreira Paulo Leminski.
LEGENDA: Qz – quartzo.

Granitoides

Nas pedreiras Atuba, Costa, Inecol e Artecipe ocorrem granitoides. Estes são róseos, de granulação média a grossa e podem ser isotrópicos ou com estruturas de fluxo magmático, definidas por bandas mais amplas constituídas por uma foliação curvilinear rica em biotita. Esses níveis são bastante descontínuos e podem ser paralelos ou subparalelos. São sinuosos, curtos (< 20 cm) e variam em espessura, podendo chegar até cerca de 2 cm (Figura 14).



Figura 14. Granitoides róseos, de granulação média a grossa, formados por níveis micáceos moderadamente orientados. Local: pedreira Atuba.

Os granitoides são formados por quartzo, oligoclásio, microclínio, biotita, opacos e clorita. Os cristais de quartzo apresentam bandas de deformação, extinção ondulante e subgrãos. Os cristais de oligoclásio mostram fraturas fechadas ou preenchidas por clorita, extinção ondulante, maclas deformacionais, mirmequitas e maclas curvas. Podem exibir zoneamento, apontando uma relíquia ígnea (Figura 15). Os cristais de microclínio possuem fraturas preenchidas por clorita e biotita, pertitas em chamuscas e extinção ondulante. Os cristais de biotita contêm extinção ondulante. Os cristais de clorita encontram-se serrilhados ou retilíneos, com extinção ondulante e clivagens levemente curvas.

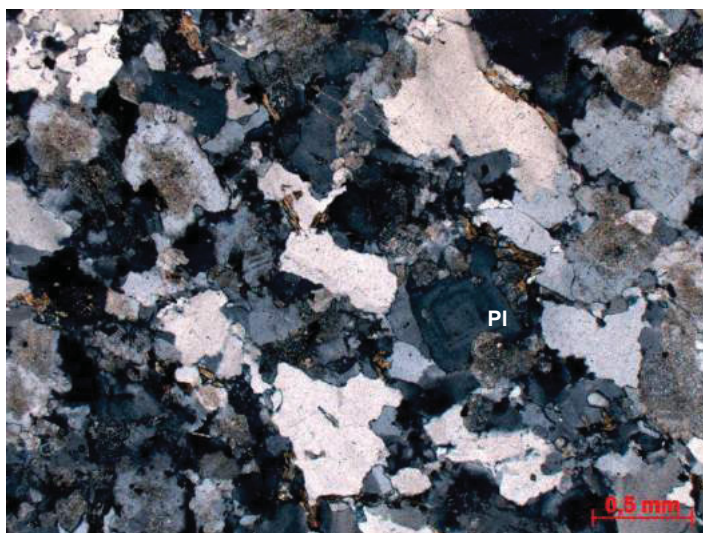


Figura 15. Oligoclásio com zoneamento (polarizadores cruzados). Local: pedreira Costa. LEGENDA: PI – plagioclásio.

Filonitos

Ocorrem filonitos gerados por metassomatismo em afloramentos de corte de estrada (BR-376 e BR-116). Constituem corpos em Campo Largo e Colombo. Aparecem como lentes intercaladas aos migmatitos e anfibolitos regionais. Possuem cor cinza claro, com tons amarelados quando intemperizados. São finos a médios e apresentam quartzo, biotita e muscovita. Os minerais acessórios são constituídos por opacos e zircão. Os grãos são mal selecionados, subarredondados e de baixa esferecidade. A textura é granoblástica. Em algumas regiões ocorrem o espessamento dos níveis filossilicáticos. Encontram-se foliados ou maciços. A foliação é forte, definida pelo alinhamento de palhetas de mica e/ou estiramento dos grãos de quartzo (Figura 16A). É penetrativa, dúctil, heterogênea, mostra espaçamento milimétrico e geometria planar. Os filonitos exibem uma lineação de estiramento bem marcada, de caráter horizontal. Estão alterados para óxido de ferro e são friáveis.

Também ocorrem filonitos a NW de Curitiba, nas proximidades do município de Campo Magro e encontram-se intercalados aos metatexitos estromáticos. Os afloramentos são esparsos e bastante alterados. As rochas são acinzentadas, adquirindo tons avermelhados e laranjados. São compostas por quartzo, biotita e muscovita. Os minerais acessórios mais comuns são minerais opacos, zircão e clorita. A textura é lepidoblástica, definida pela orientação das lamelas de biotita e muscovita. A clivagem ardosiária é marcante, irregular, caracterizada pela orientação subparalela e estiramento da muscovita e biotita, com espaçamento de 0,1 a 0,2 cm. Possui domínios de microlitos de composição quartzosa e domínios de filossilicatos com aspecto anastomosado. Está crenulada, gerando dobras milimétricas a centimétricas e ângulos interflancos variando entre abertos e fechados. A

clivagem de crenulação pode estar diferenciada e caracterizada por cristais orientados de biotita e opacos (Figura 16B).

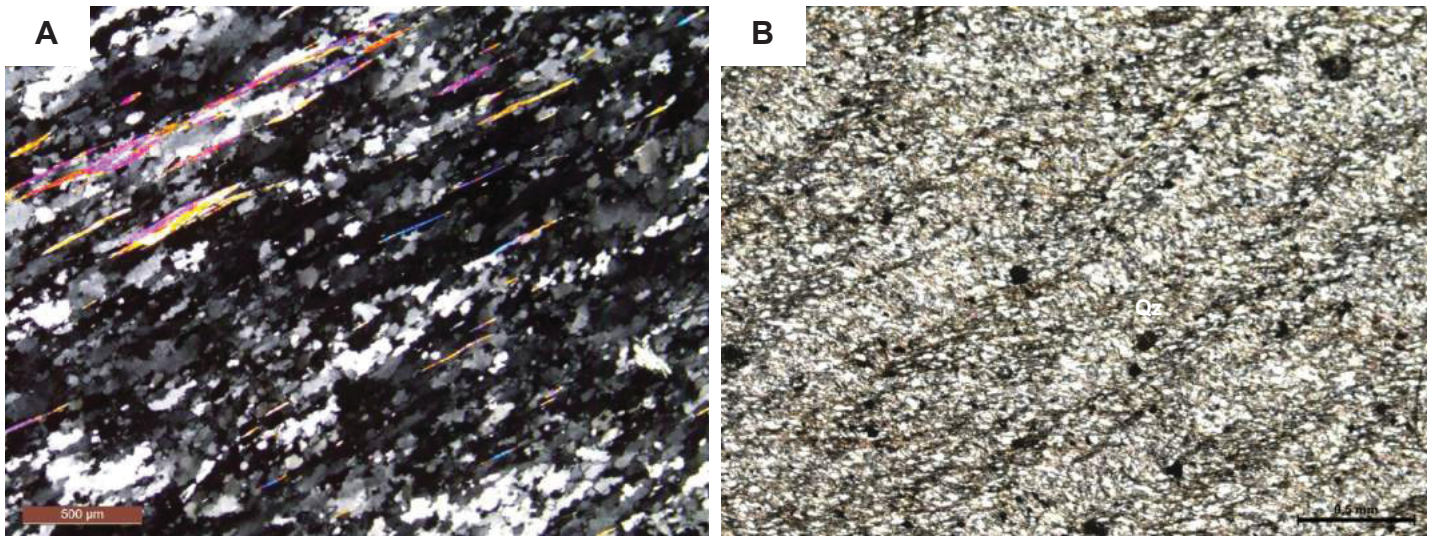


Figura 16. (A) Filonito formado por cristais estirados de muscovita de acordo com a foliação principal. Ocorre trama oblíqua definindo par S-C (luz com polarizadores cruzados). (B) Filonito com cristais de quartzo e minerais micáceos estirados e orientados definindo a clivagem da rocha. Nota-se uma clivagem de crenulação diferenciada caracterizada pela orientação da biotita e opacos (luz com polarizadores cruzados).

Anfibolitos

Os anfibolitos afloram sob a forma de lentes (Figura 17A) ou corpos alongados, intercalados aos metatexitos estromáticos. Possuem espessura centimétrica e acompanham muitas vezes a foliação principal de direção NE. Têm cor cinza escuro, granulação fina a média e podem ser maciços ou foliados. São compostos por hornblenda, andesina e quartzo. Os minerais acessórios são minerais opacos, epidoto, biotita, clorita, titanita e apatita. A textura é nematoblástica, definida pela orientação preferencial da hornblenda e andesina. A hornblenda está moderadamente orientada segundo a direção da foliação principal (Figura 17B). Apresenta microfraturas e extinção ondulante. A andesina e o quartzo exibem extinção ondulante.

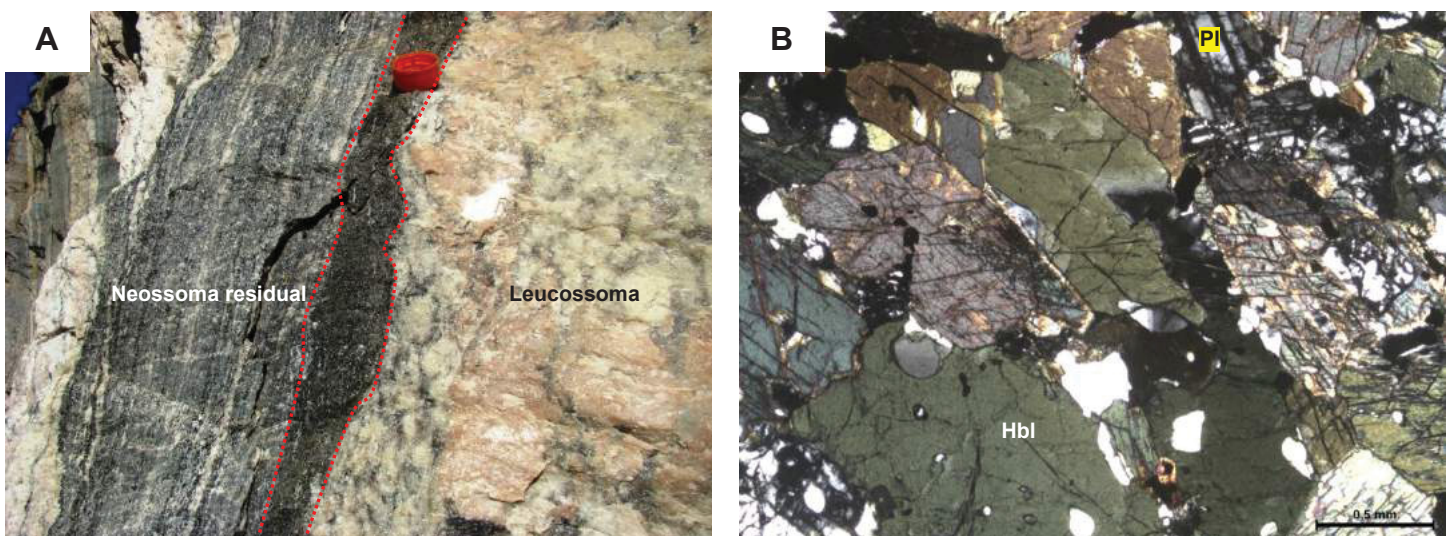


Figura 17. (A) Lente anfibolítica intercalada com leucossoma e neossoma residual mesocrático. Local: pedreira Atuba. (B) Cristais de hornblenda e andesina moderadamente orientados (polarizadores cruzados). Local: corte de estrada (BR-116). LEGENDA: Pl – plagioclásio. Hbl – hornblenda.

Estrutura em mesoescala

Os metatexitos estromáticos são caracterizados pelo bandamento composicional, definidos pela intercalação rítmica milimétrica ou centimétrica de níveis quartzo-feldspáticos e níveis máficos (biotita e anfibólio). Podem conter porfiroblastos de feldspato potássico, quartzo, plagioclásio e anfibólio. As rochas do Complexo Atuba apresentam duas foliações, denominadas de Sn-1 e Sn.

A superfície Sn-1, atribuída à fase Dn-1, está impressa nas pedreiras Artecipe, Inecol (Figura 18A), Central (Figura 18B), Greca, Marc Mineração, Paulo Leminski, Pussoli, Roça Grande, Tanguá e Transebra, além de cortes de estrada, principalmente na BR-116 e BR-376. Ocorre nos metatexitos estromáticos com leucossoma granodiorítico-tonalítico (primeira migmatização) e gnaisses granulíticos. Foi transposta pelas foliações das fases posteriores. É penetrativa, tem plano máximo N45W/55NE e ocorre marcada pela orientação de anfibólio, agregados de biotita e estiramento de cristais de feldspato potássico, plagioclásio e quartzo. Mostra caráter dúctil, protomilonítico, aspecto anastomosado e descontínuo. Pode exibir feição boudinada e sigmoidal.

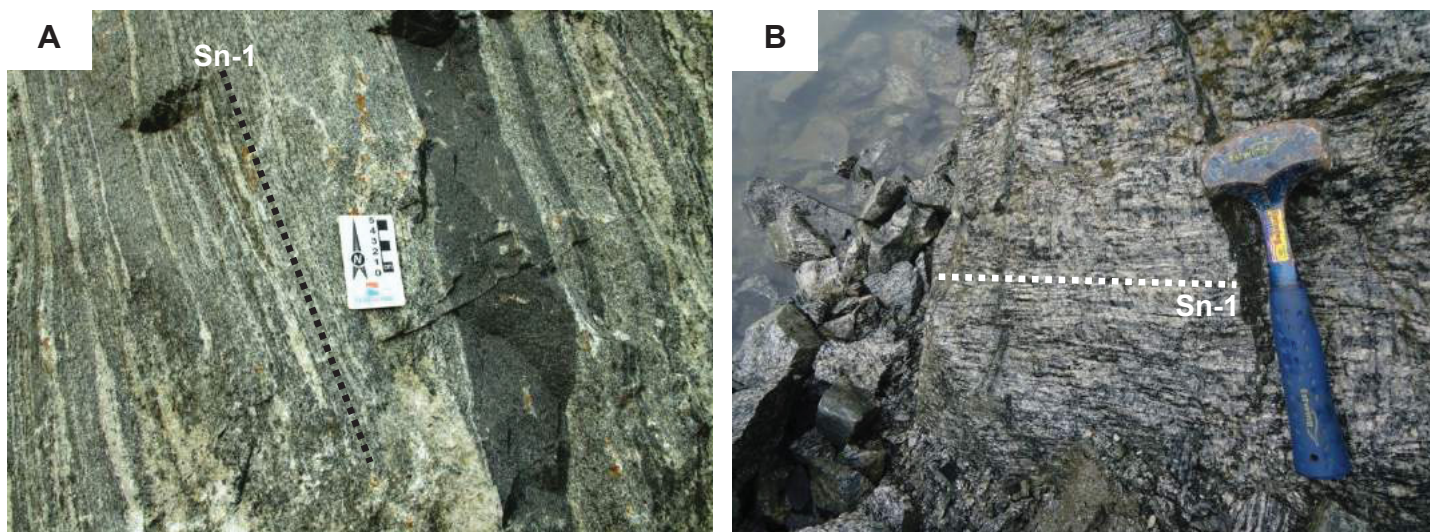


Figura 18. (A) Aspecto macroscópico da foliação Sn-1 nos metatexitos estromáticos da pedreira Inecol. (B) Foliação Sn-1 com orientação geral em torno de N50W/50NE. Local: pedreira Central.

A foliação Sn-1 é afetada por dobras intrafoliares (Figura 19A), abertas a isoclinais, ptigmáticas (Figura 19B) e *shear-folds* com charneiras rompidas. Eventualmente há dobras de fluxo (Figura 19C) e dobras em bainha (Figura 19D), cuja natureza de deformação implica em grande plasticidade na rocha. Há evidências de redobramento na pedreira Inecol e Artecipe, segundo uma interferência tipo 3 (dobras redobradas com eixos subparalelos) de Ramsay (1967). Os eixos de dobras (Bn-1) podem ser visualizados na Figura 20. O eixo estatístico construído segundo a foliação Sn-1 é N114/29.

Nos estereogramas de Schmidt-Lambert (Figura 21A-L) verificam-se mergulhos baixos a altos e direção para NW-SE, com uma concentração de polos nos quadrantes SW e NE. A foliação observada nos cortes de estrada (Figura 21C) e na pedreira Greca (Figura 21D) aparenta estar rotacionada. As lineações de estiramento mineral (feldspatos, biotita e quartzo) possuem atitude N130/20 (pedreira Central) e N70/50 (pedreira Marc Mineração) (Figura 22). Admite-se a possibilidade da foliação Sn-1 estar fortemente empinada, dobrada e rotacionada, devido à deformação que a fase transcorrente-transpressiva imprimiu nas rochas do Complexo Atuba.

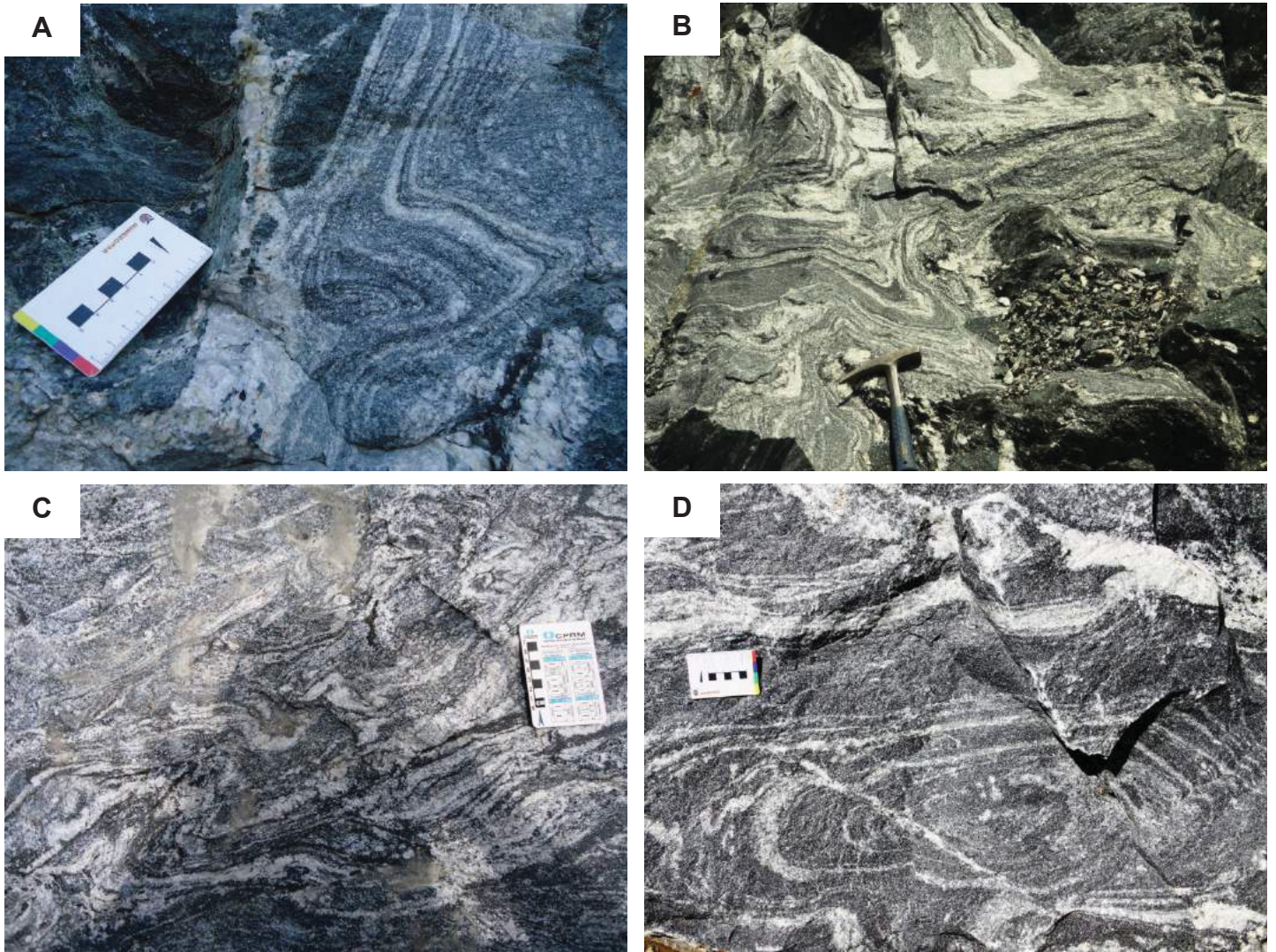


Figura 19. Dobras encontradas na pedreira Artceipe. (A) Dobras intrafoliares centimétricas. (B) Dobras ptigmáticas. (C) Dobras de fluxo. (D) Dobras em bainha.

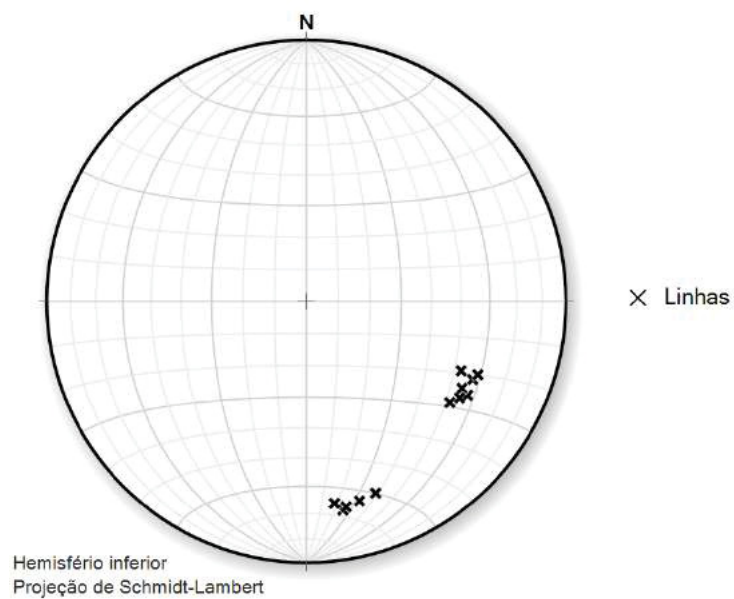


Figura 20. Estereograma de eixos de dobras (Bn-1). Schmidt-Lambert, hemisfério inferior. N = 12.

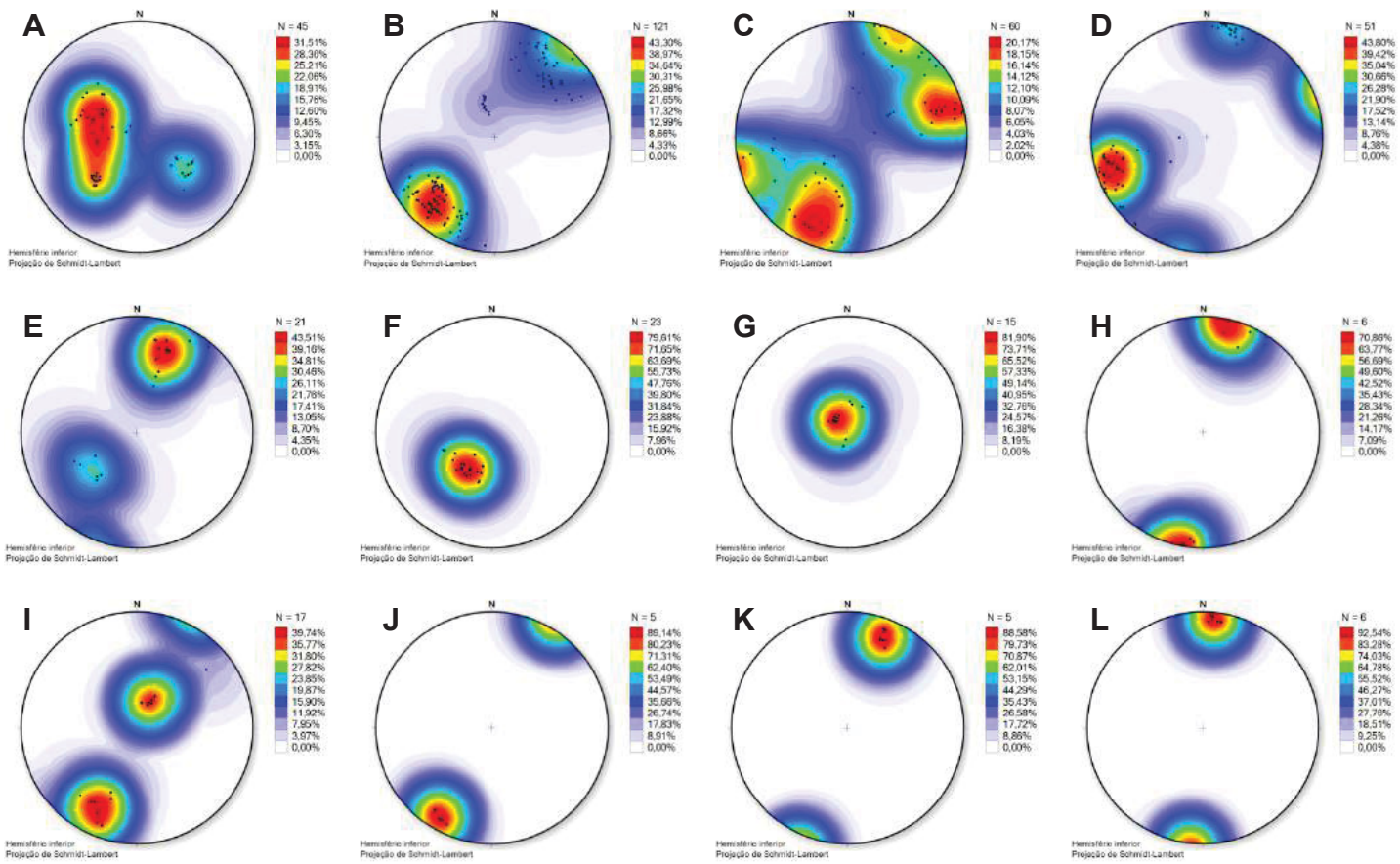


Figura 21. Diagramas estruturais da foliação Sn-1. Diagramas de contorno de polos máximos. Schmidt-Lambert, hemisfério inferior. (A) Pedreira Arceipe. (B) Pedreira Central. (C) Cortes de estrada. (D) Pedreira Greca. (E) Pedreira Incol. (F) Pedreira Marc Mineração. (G) Pedreira Paulo Leminski. (H) Pedreira Pussoli. (I) Pedreira Roça Grande. (J) Pedreira Tanguá. (K) Pedreira Transebra. (L) Pedreira Atuba.

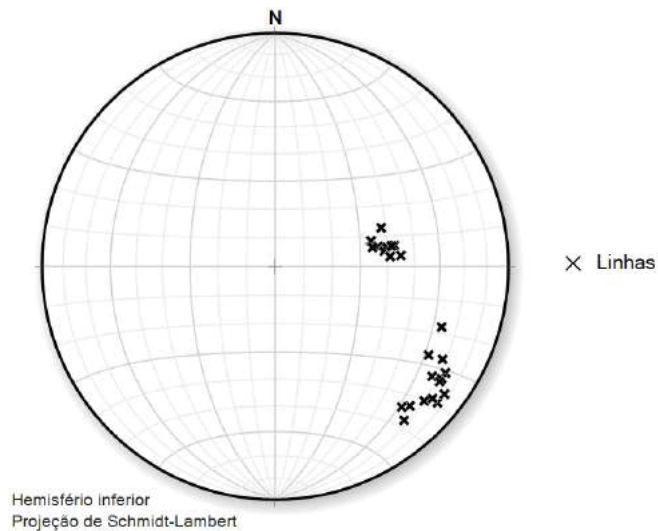


Figura 22. Estereograma de lineações de estiramento mineral para a foliação Sn-1. Schmidt-Lambert, hemisfério inferior. N = 24.

A foliação Sn, atribuída à fase Dn, está relacionada a movimentos cisalhantes de alto ângulo de mergulho. Ocorre nas pedreiras Arceipe, Atuba (Figura 23A), Costa, Greca, Maringá, Pussoli, São Jorge (Figura 23B), Transebra e cortes de estrada. É paralela ou sub-paralela ao bandamento composicional mesocrático e, eventualmente, se apresenta dobrada.

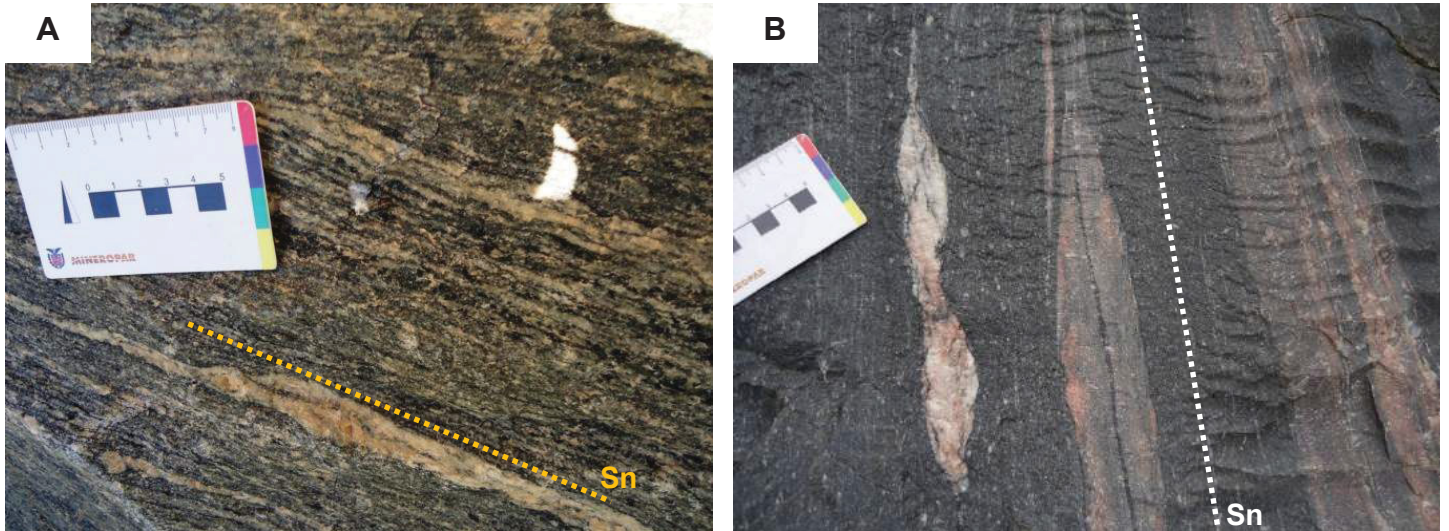


Figura 23. (A) Foliação Sn com desenvolvimento de estiramento e orientação mineral subparalela ao bandamento composicional, localmente irregular, de espaçamento milimétrico a centimétrico. Local: pedraira Atuba. (B) Foliação milonítica caracterizada pelo forte estiramento dos minerais. O leucossoma pode apresentar *boudinagem*. Local: pedraira São Jorge.

A foliação Sn mostra pares S-C, feldspatos rotacionados, sigmoides, recristalização mineral moderada, estiramento, reorientação dos minerais micáceos, estruturas de *boudinagem* e dobras macroscópicas. É definida pela orientação da biotita, quartzo e epidoto. Pode ser protomilonítica, milonítica e ultramilonítica. Tem geometria planar a ondulada, contínua, irregular, heterogênea, com espaçamento milimétrico a métrico e caráter penetrativo. Localmente encontra-se anastomosada ou com formato lenticular. Tem direções variáveis entre N5E a N88E e mergulhos baixos a altos para NW ou SE (Figura 24A-J).

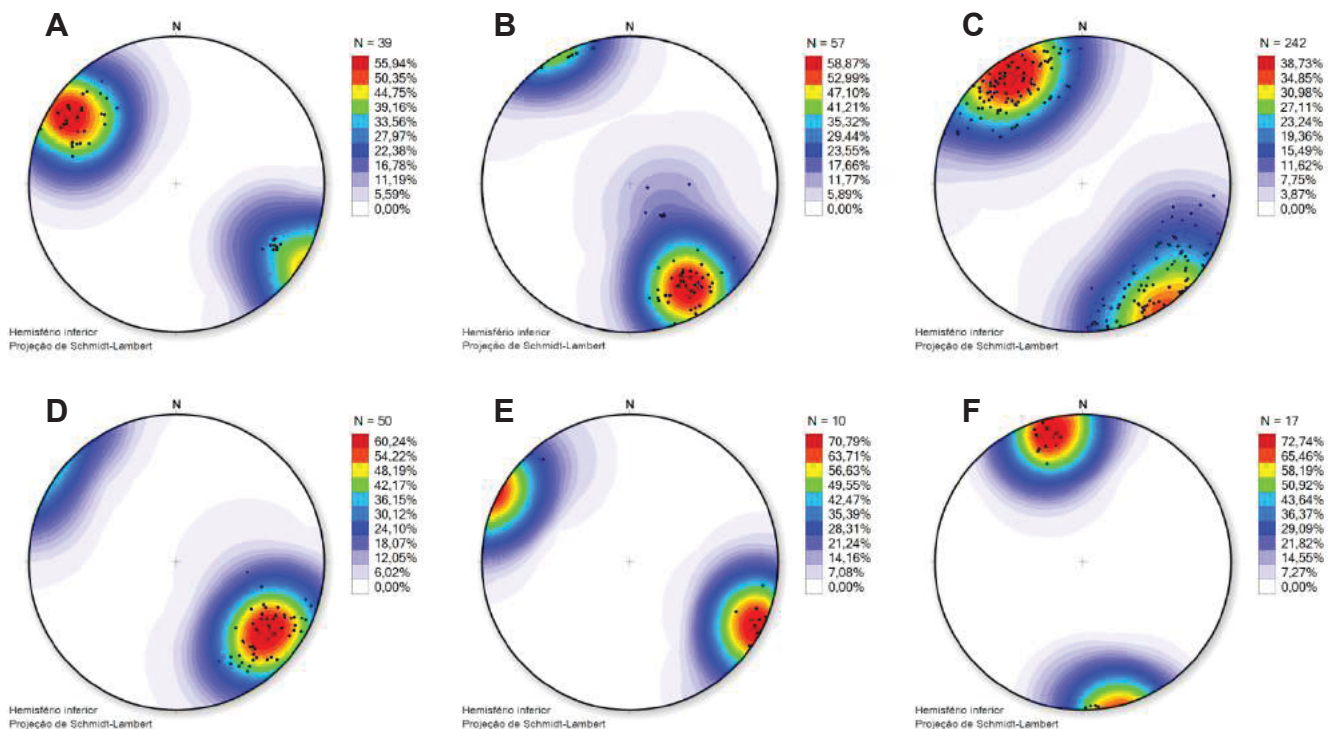


Figura 24. Diagramas estruturais da foliação Sn para a área de estudo. Diagramas de contorno de polos máximos. Schmidt-Lambert, hemisfério inferior. (A) Pedreira Artecipe. (B) Pedreira Atuba. (C) Cortes de estrada. (D) Pedreira Costa. (E) Pedreira Greca. (F) Pedreira Maringá, continuação...

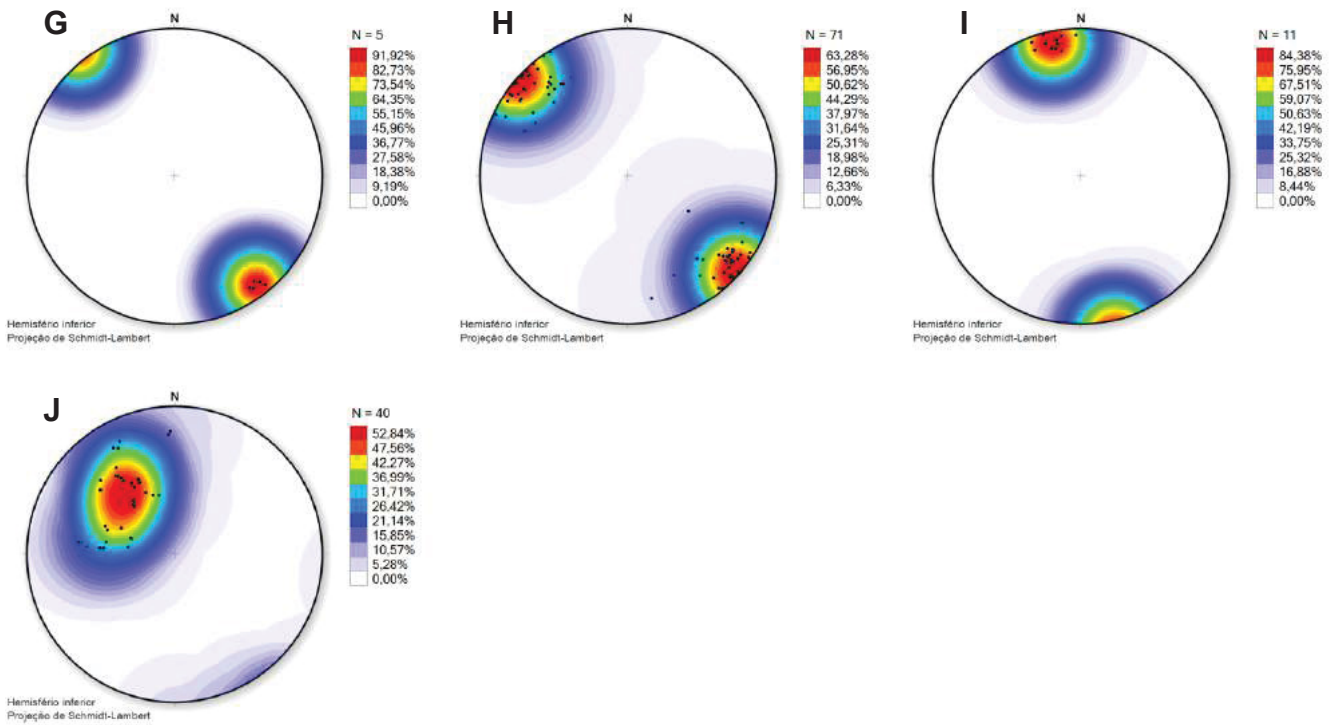


Figura 24. Diagramas estruturais da foliação S_n para a área de estudo. Diagramas de contorno de polos máximos. Schmidt-Lambert, hemisfério inferior. (G) Pedreira Pussoli. (H) Pedreira São Jorge. (I) Pedreira Transebra. (J) Pedreira Incol.

As dobras mostram flancos com atitudes médias em torno de $N25E/45SE$ e $N35E/60NW$. Todos os eixos de dobras (B_n) podem ser observados na Figura 25. O eixo estatístico a partir dos diagramas estruturais da foliação S_n é $N225/5$. As rochas apresentam dobras *shear-folds* centimétricas a métricas, formadas principalmente pelo leucossoma (Figura 26A). Localmente há dobras em bainha, dobras ptigmáticas (Figura 26B) e dobras em cúspide (Figura 26C). Na pedreira Atuba ocorre uma banda de cisalhamento centimétrica, branca, de caráter posterior, cortando de forma oblíqua o bandamento composicional do metatextito estromático (Figura 26D).

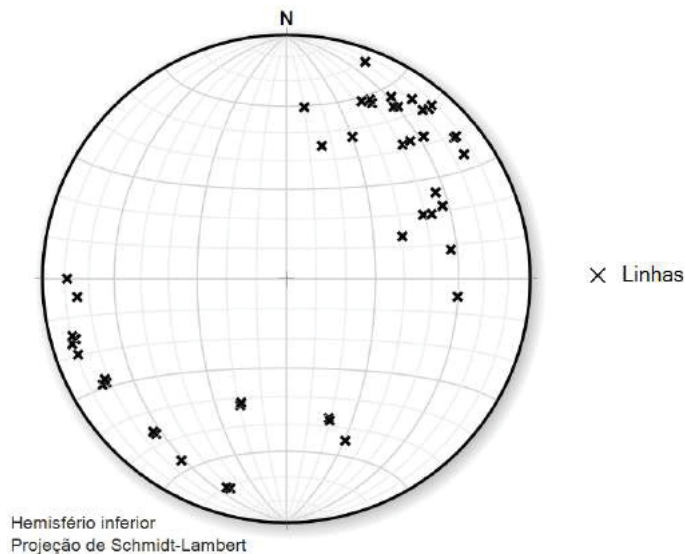


Figura 25. Estereograma de eixos de dobras (B_n). Schmidt-Lambert, hemisfério inferior. $N = 46$.

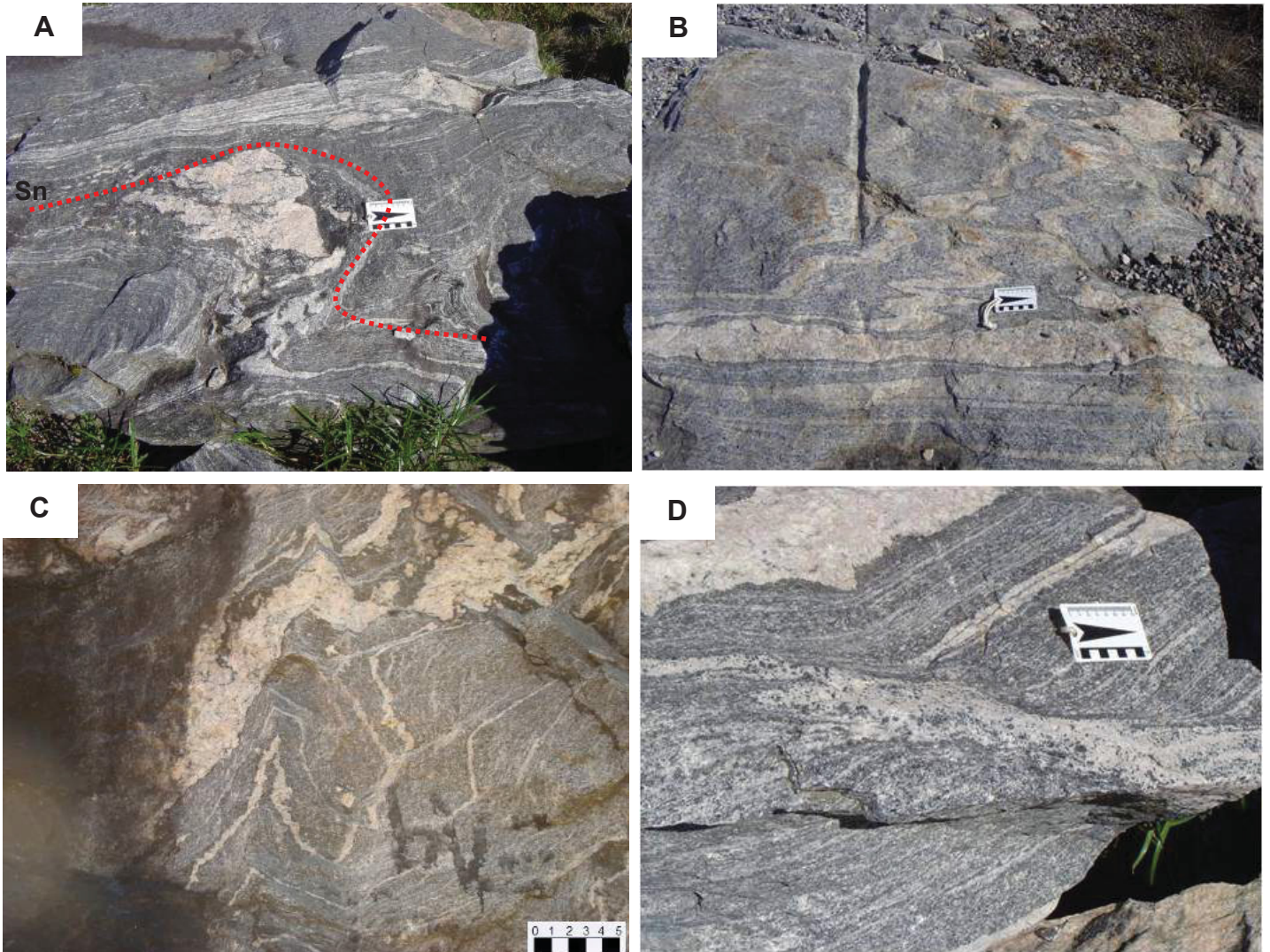


Figura 26. Tipos de dobras encontrados nos metatexitos estromáticos da pedreira Atuba. (A) Dobras *shear-folds*. (B) Dobras ptigmáticas. (C) Dobras em cuspide. (D) Banda de cisalhamento superimposta ao bandamento gnáissico. O leucossoma mais grosso ocorre paralelo à banda de cisalhamento.

Os *boudins* estão situados na porção leucocrática constituída por quartzo e feldspatos. São pouco assimétricos e arredondados. Os indicadores cinemáticos da foliação S_n , como sigmoides, foliação oblíqua e bandas de cisalhamento, sugerem movimentação sinistral. As lineações de estiramento mineral abrangem feldspatos estirados, *augens* de plagioclásio e minerais micáceos orientados. As atitudes são mostradas na Figura 27.

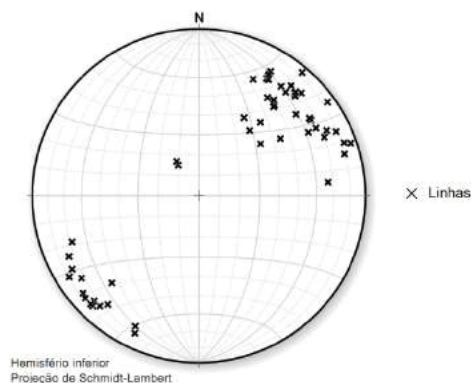


Figura 27. Estereograma de lineações de estiramento mineral para a foliação S_n . Schmidt-Lambert, hemisfério inferior. $N = 54$.

Análise textural via EBSD

Foram analisadas 8 amostras com a técnica de EBSD, de acordo com a representatividade em cada pedreira. Foram selecionadas sete amostras de metatexitos estromáticos e uma amostra de granitoide. As amostras associadas às pedreiras Central, Greca e Artecipe correspondem à fase Dn-1 e as amostras relacionadas às pedreiras Costa, Inecol, Atuba e São Jorge compõem a fase Dn.

Mapa de fases e de contraste de bandas

Os mapas de fases podem ser visualizados na Figura 28. As fases principais encontradas nas rochas foram albita, anortita, biotita, feldspato potássico, muscovita e quartzo (Tabela 1). Os minerais podem estar achatados (Figura 28D) ou alongados (Figura 28G, E, H). Alguns aparecem sem deformação aparente (Figura 28A, B, C, F). A lâmina referente à pedreira Greca apresentou problemas com relação à indexação de padrões de EBSP (*zero solutions*), por isso não finalizou em 100% a contagem de minerais (Tabela 1). Os mapas de contraste de bandas fornecem uma ideia da qualidade da indexação (Figura 29). Os pontos escuros refletem regiões não indexadas, já os pontos claros representam as porções indexadas. Estas possuem maior intensidade e qualidade do padrão EBSP gerado durante a análise. Cristais mais deformados exibem cores escuras.

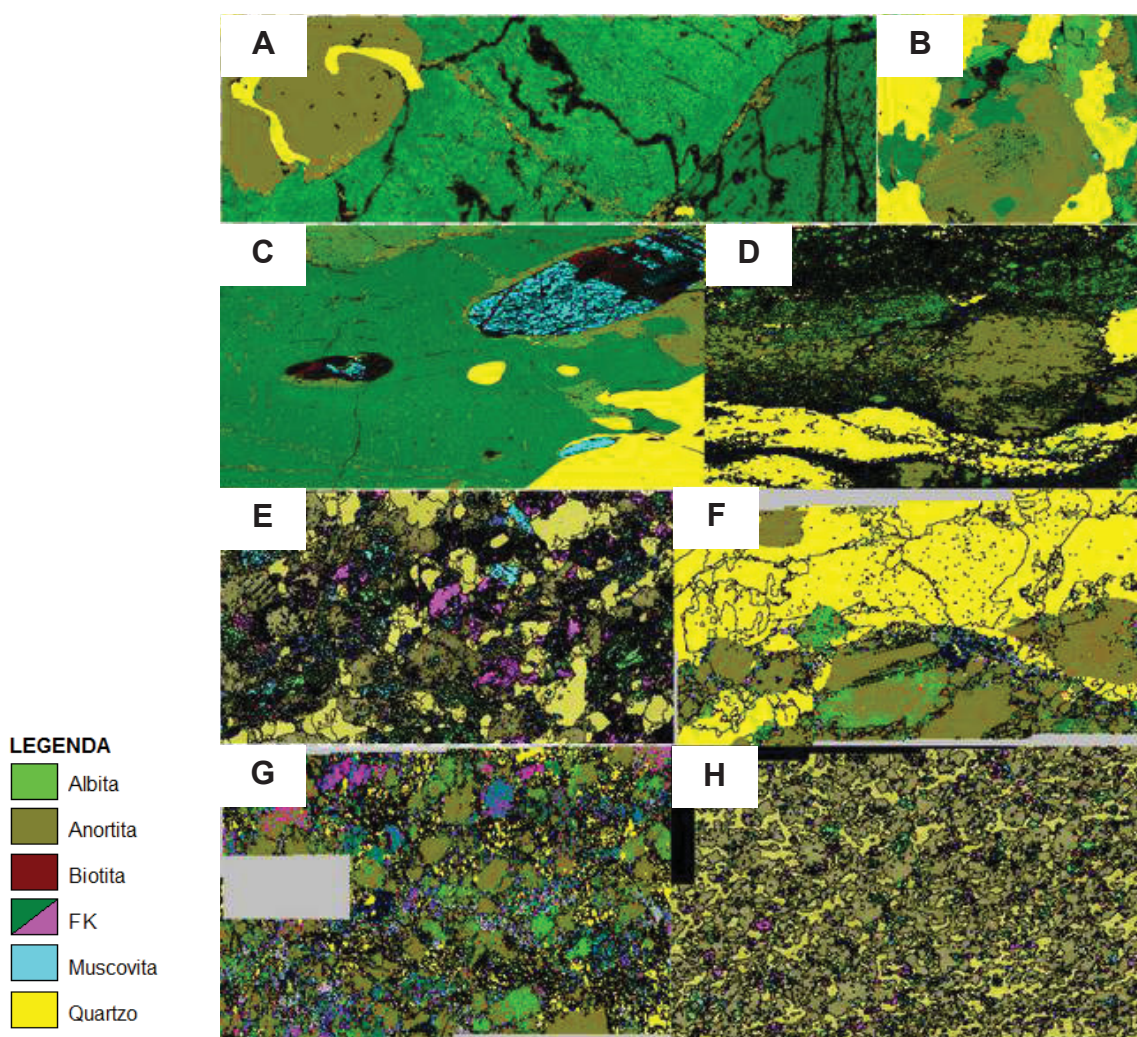


Figura 28. Mapas de fases. (A) Pedreira Costa. (B) Pedreira Costa (granitoide). (C) Pedreira Central. (D) Pedreira Greca. (E) Pedreira Inecol. (F) Pedreira Artecipe. (G) Pedreira Atuba. (H) Pedreira São Jorge.

Tabela 1. Fases minerais das lâminas analisadas.

Pedreiras	Muscovita (%)	Quartzo (%)	Biotita (%)	Anortita (%)	Albita (%)	K-feldspato (%)
Costa				20	55	25
Greca	1	15	1	20	3	5
Central	4	10	1	20	5	60
Costa (granitoide)	3	30	2	40	5	20
Atuba	5	15	5	20	15	40
Artecipe	1	60	2	30	2	5
São Jorge	4	30	1	45	10	10
Inecol	5	25	5	25	10	30

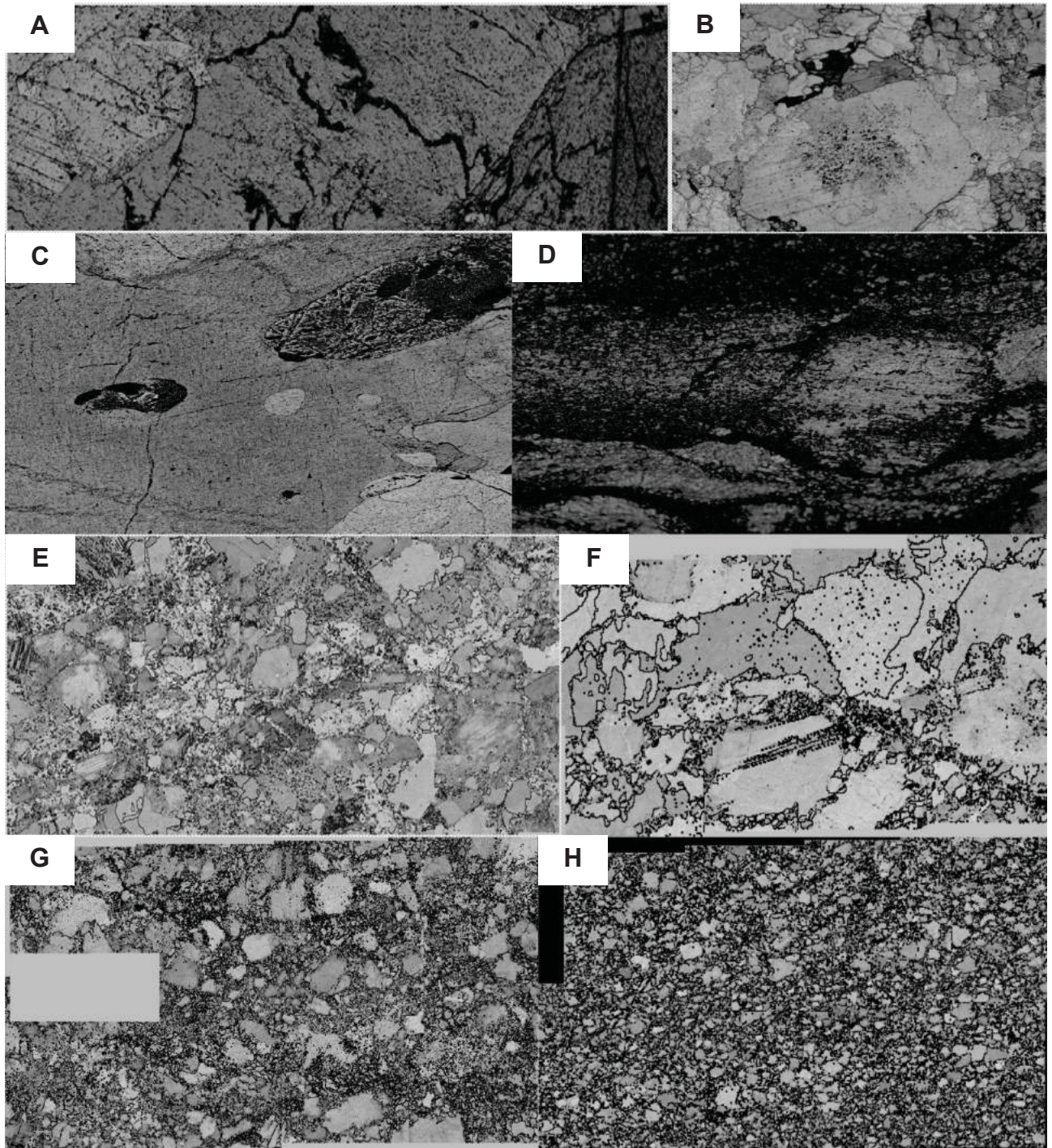


Figura 29. Mapas de contraste de bandas. (A) Pedreira Costa. (B) Pedreira Costa (granitoide). (C) Pedreira Central. (D) Pedreira Greca. (E) Pedreira Inecol. (F) Pedreira Artecipe. (G) Pedreira Atuba. (H) Pedreira São Jorge.

Mapas de figura de polo inverso (Inverse Pole Figure – IPF)

Os mapas de IPF X e Z podem ser observados nas Figuras 30 e 31. Os grãos de quartzo mostram uma predominância da cor verde, roxo e rosa na direção X da amostra, indicando uma orientação preferencial dos eixos $\langle a \rangle$ (Figura 30). Nos mapas de IPF na direção Z, o quartzo apresenta as cores vermelhas e roxas como dominantes, sugerindo uma orientação dos polos $\{\pi\}$ e $\{r\}$ naquela direção (Figura 31).

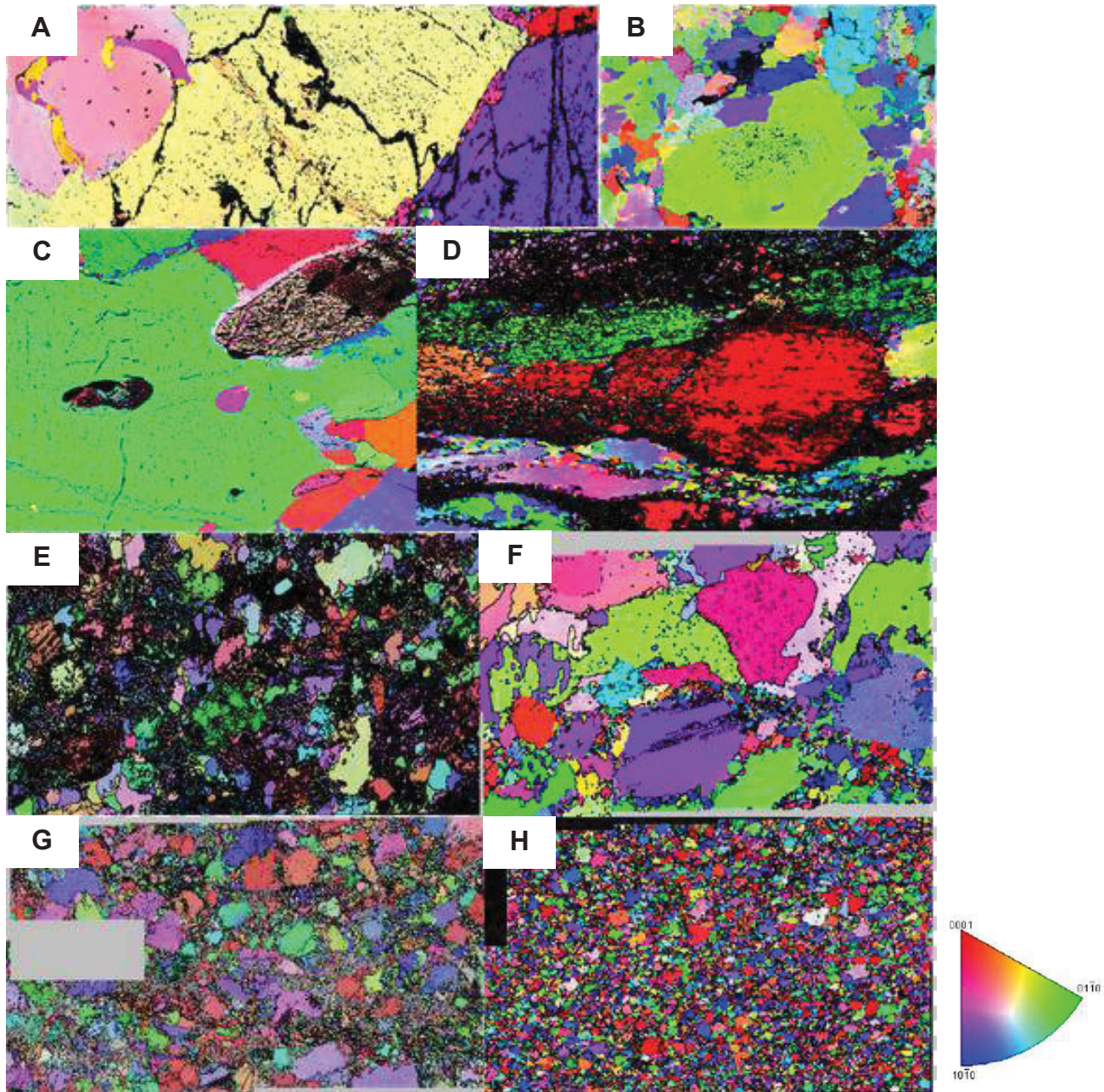


Figura 30. Mapas de figura de polo inverso com relação ao eixo X da amostra. A legenda de cores é utilizada para os cristais de quartzo. (A) Pedreira Costa. (B) Pedreira Costa (granitoide). (C) Pedreira Central. (D) Pedreira Greca. (E) Pedreira Inecol. (F) Pedreira Artécipe. (G) Pedreira Atuba. (H) Pedreira São Jorge.

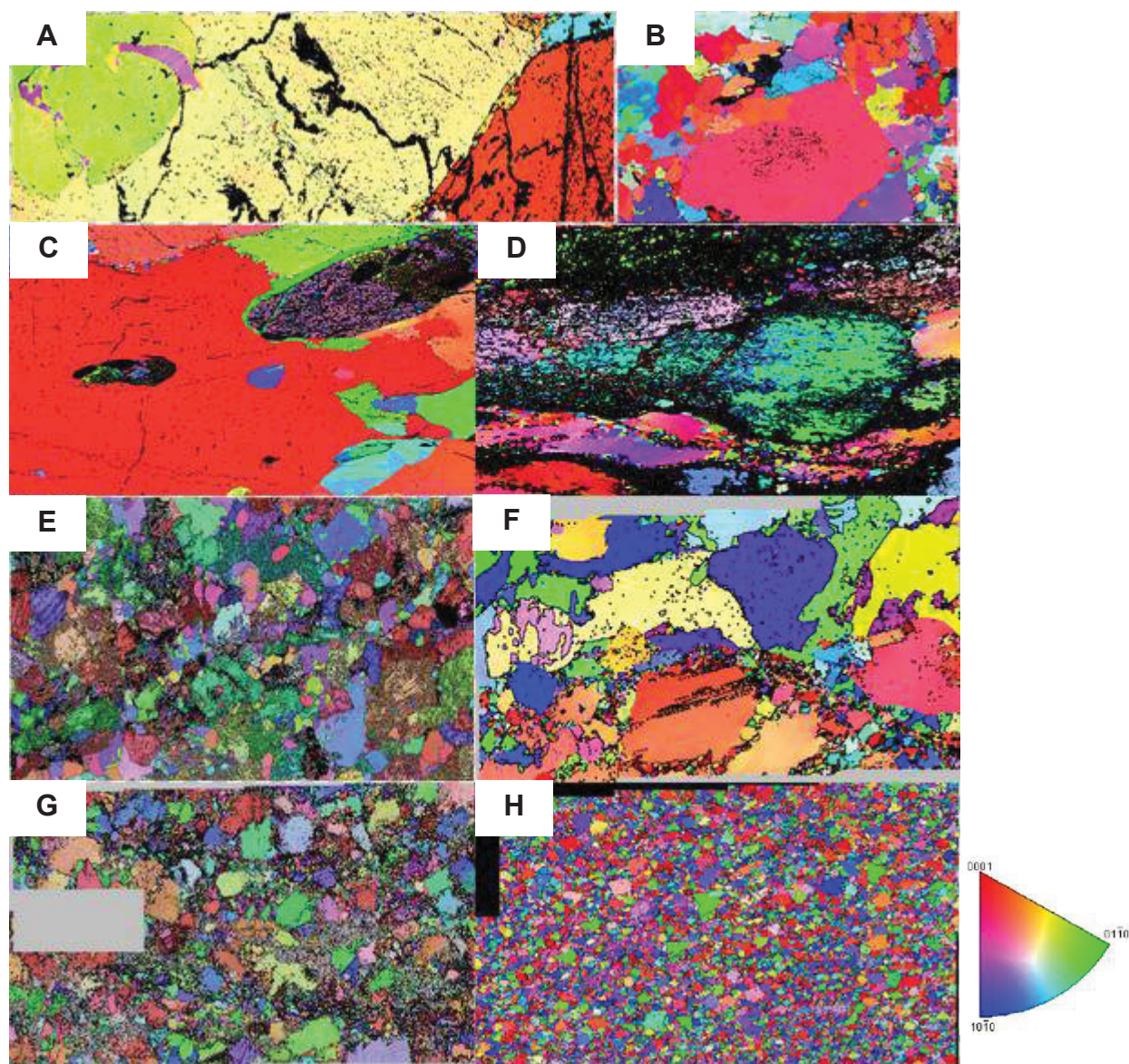


Figura 31. Mapas de figura de polo inverso com relação ao eixo Z da amostra. A legenda de cores é utilizada para os cristais de quartzo. (A) Pedreira Costa. (B) Pedreira Costa (granitoide). (C) Pedreira Central. (D) Pedreira Greca. (E) Pedreira Inecol. (F) Pedreira Artecipe. (G) Pedreira Atuba. (H) Pedreira São Jorge.

Figuras de polo

As figuras de polo foram divididas em tramas muito fracas (Figuras 32 e 33), fracas (Figuras 34 e 35), moderadas (Figuras 36, 37 e 38) e aleatórias (Figura 39), segundo a disposição do quartzo e feldspatos. As distribuições muito fracas e fracas possuem baixa temperatura, provavelmente devido a um evento posterior, de caráter retrometamórfico ou metassomático. As tramas moderadas têm temperaturas médias e a trama difusa não apresenta orientação, podendo sugerir *diffusion creep*. As figuras de polo para os feldspatos mostram uma distribuição geral randômica (Figuras 32-39). Máximos discretos são perceptíveis entre as direções X e Y, com alguns máximos nas direções X, Z e Y. Os cristais de albita e anortita normalmente possuem distribuições bem similares. A pedreira Greca (anortita e feldspato) apresenta orientação dos polos (010) na direção $\langle 001 \rangle$, sugerindo fluência de deslocação (Figura 33). Os cristais de albita na pedreira São Jorge (Figura 38) mostram polos (100) na direção $\langle 010 \rangle$, assinalando que a deformação pode ter acontecido por fluência de deslocação em temperatura moderada. As figuras de polo para os cristais de quartzo mostram uma

distribuição na forma de guirlanda simples. Algumas figuras exibem concentrações pontuais. Estas podem ser devido ao tamanho grande dos grãos, o que resulta na formação de textura do tipo *single crystal*. As figuras de polo também podem ter caráter randômico (Figura 39).

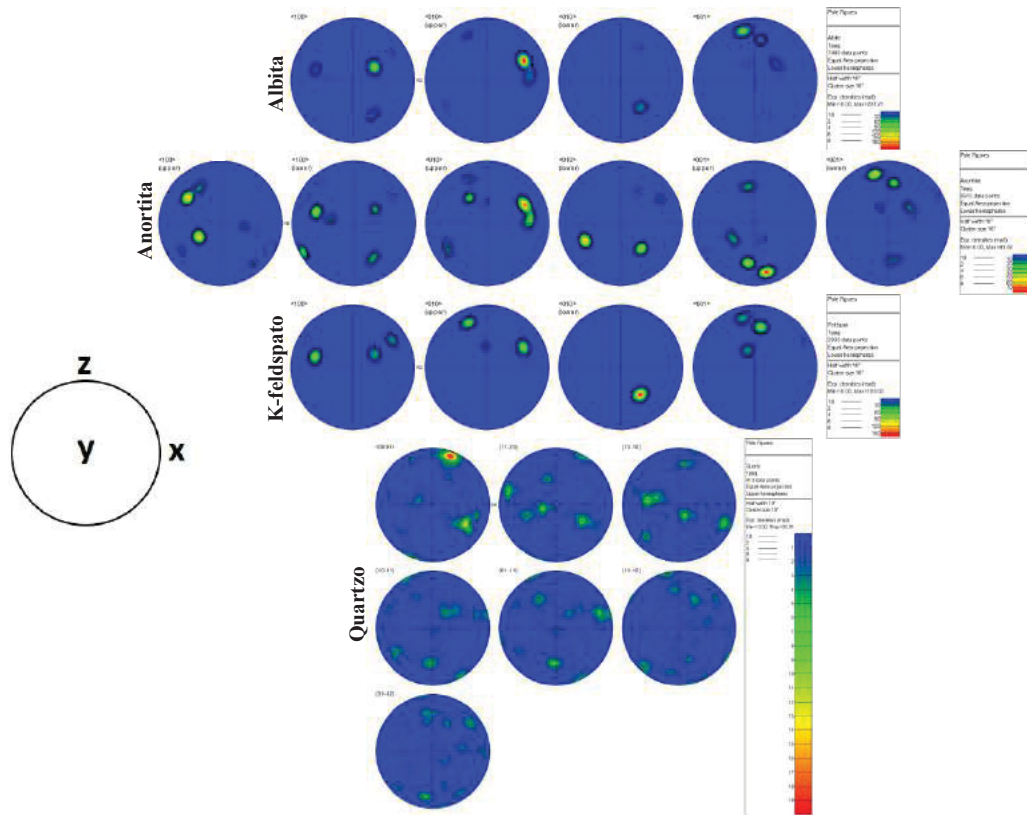


Figura 32. Figuras de polo da albita, anortita, feldspato potássico e quartzo. Local: pedreira Central.

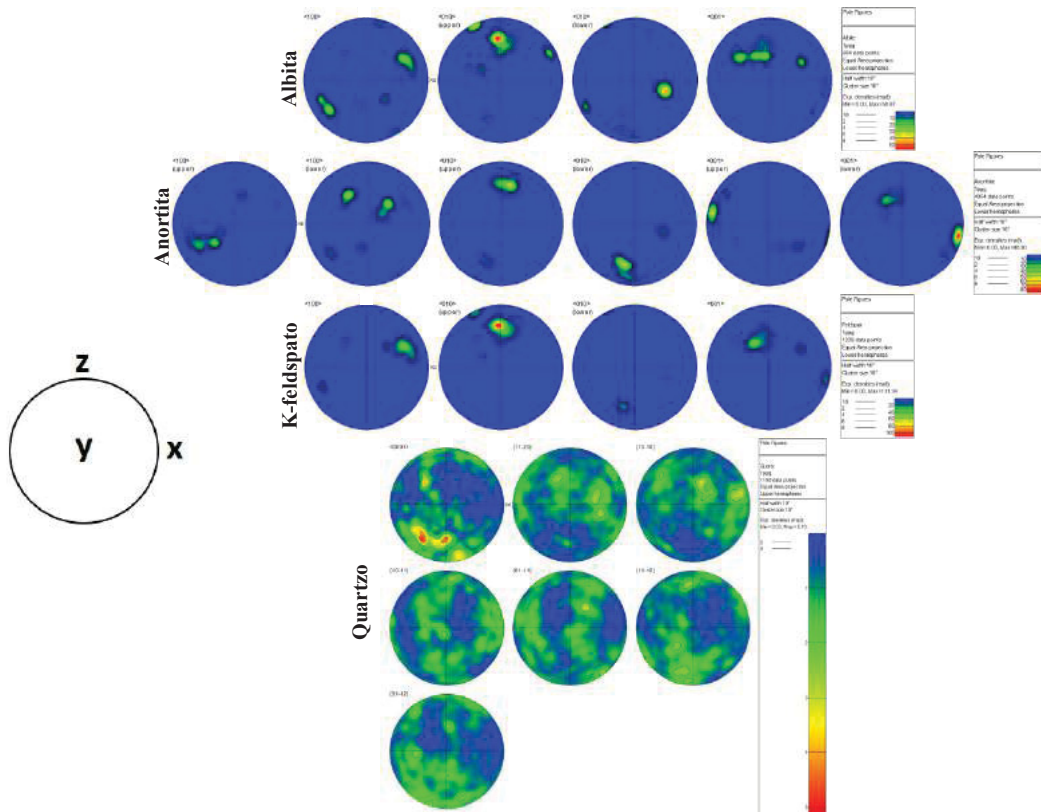


Figura 33. Figuras de polo da albita, anortita, feldspato potássico e quartzo. Local: pedreira Greca.

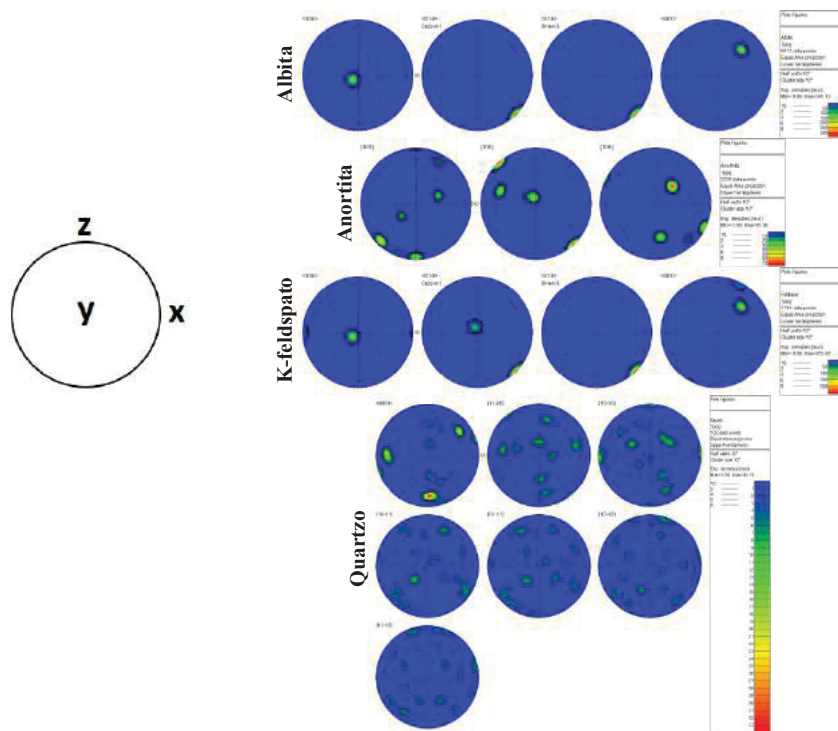


Figura 34. Figuras de polo da albita, anortita, feldspato potássico e quartzo. Local: pedreira Costa (migmatito).

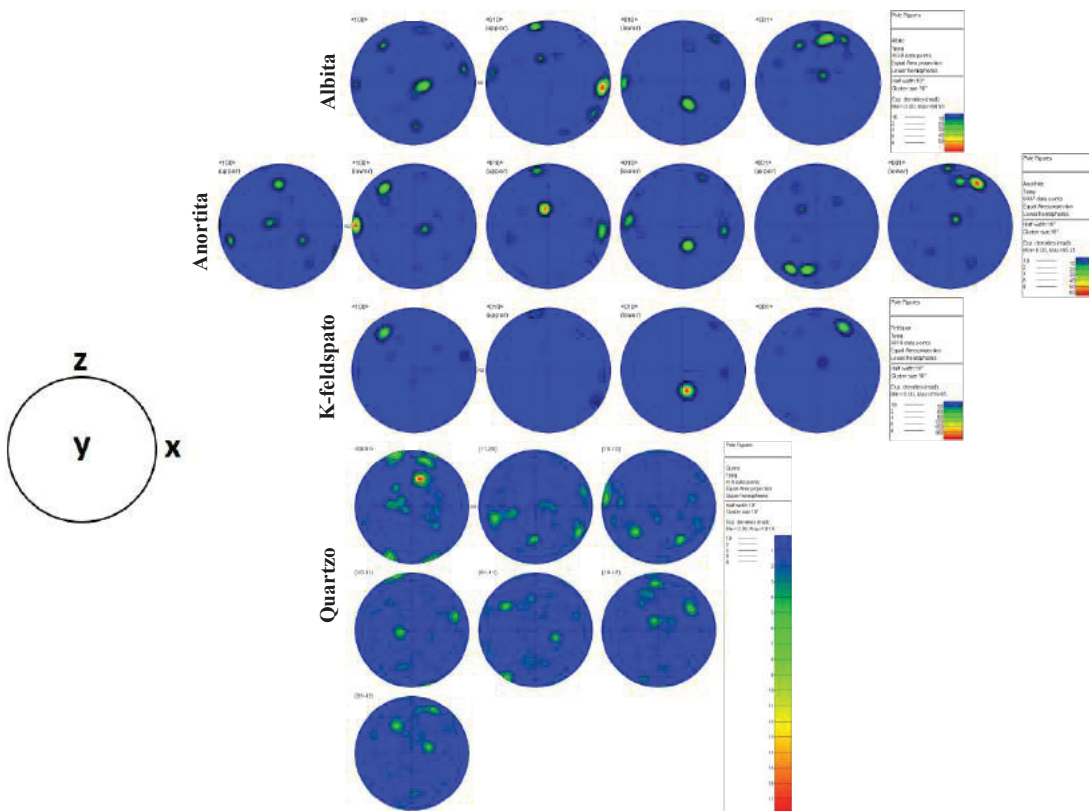


Figura 35. Figuras de polo da albita, anortita, feldspato potássico e quartzo. Local: pedreira Costa (granitoide).

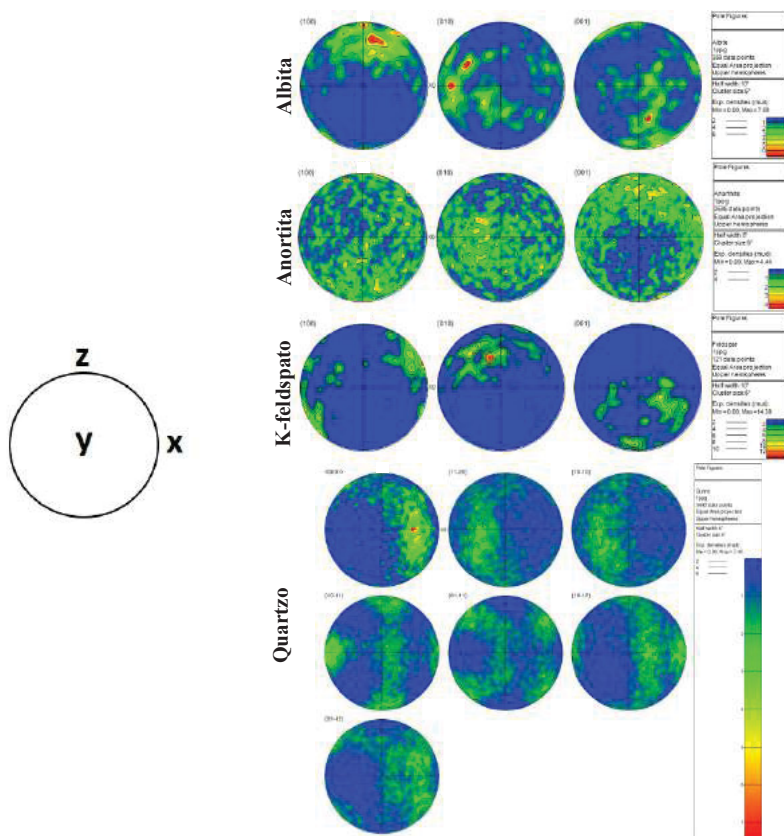


Figura 38. Figuras de polo da albita, anortita, feldspato potássico e quartzo. Local: pedreira São Jorge.

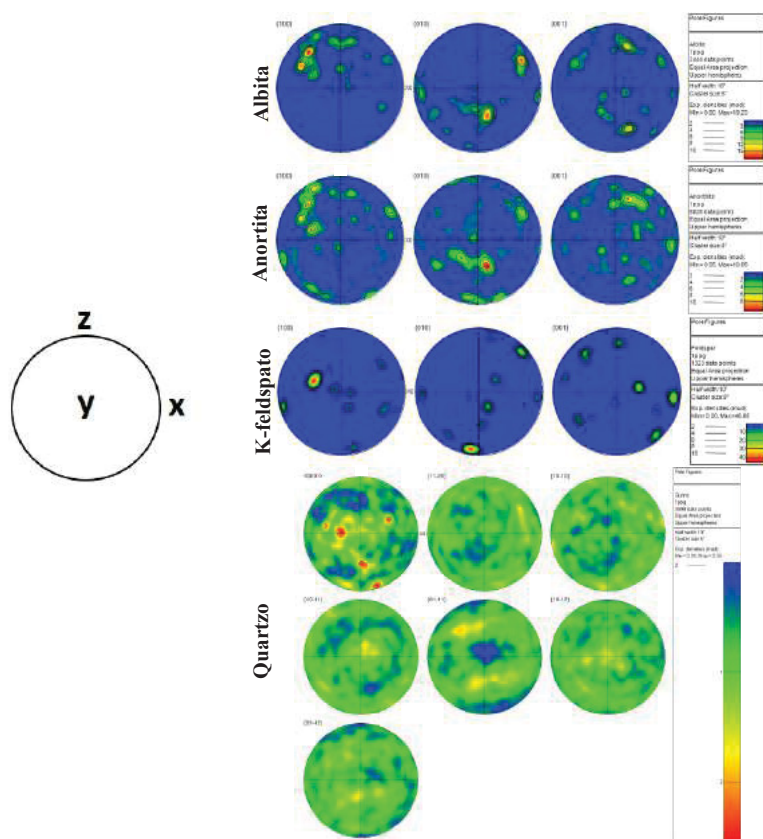


Figura 39. Figuras de polo da albita, anortita, feldspato potássico e quartzo. Local: pedreira Inecol.

Figuras de polo inverso

Os mapas de figura de polo inverso para o quartzo estão apresentados na Figura 40. Há uma tendência da direção X estar mais próxima da direção dos eixos $\langle a \rangle$. Em algumas amostras há uma dispersão nessa distribuição. Isso pode ser devido à disposição relativamente aleatória dos elementos cristalográficos.

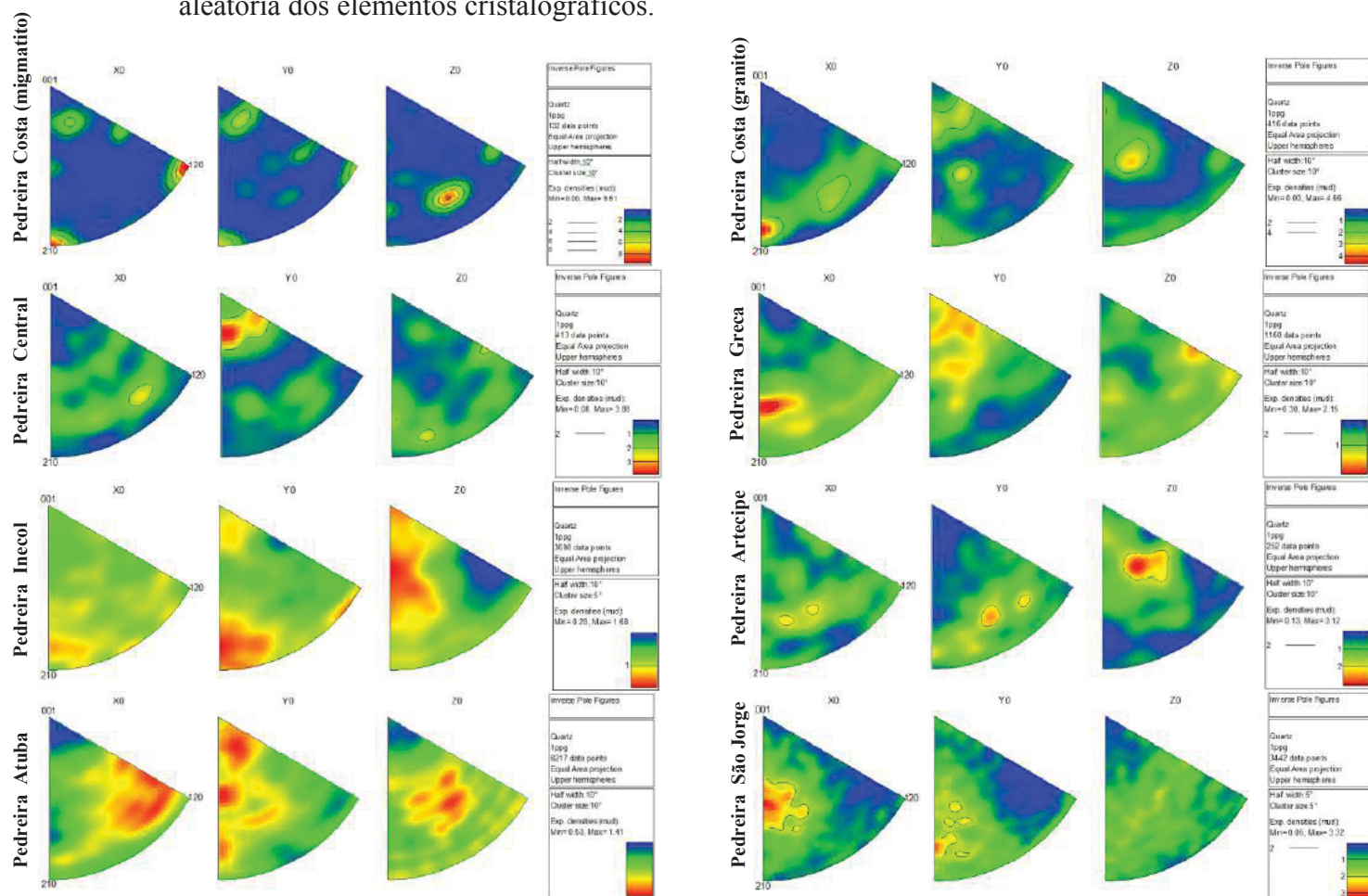


Figura 40. Figuras de polo inverso para o quartzo. São representadas para as direções X, Y e Z.

Distribuição do tamanho de grãos

Os grãos de quartzo e feldspatos exibem uma distribuição de tamanho de grãos distintos, chegando até um pouco mais de 100 μm (Figura 41). Os maiores picos se concentram entre 0 e 50 μm .

Gráficos de *misorientation*

Os histogramas dos ângulos de *misorientation* para os cristais de quartzo apontam um pico acentuado em 55°, sugerindo a presença da geminação Dauphiné (Menegon, 2011). Os picos entre 5° e 10° indicam o aparecimento de subgrãos (Stipp et al., 2002). A recrystalização dinâmica é confirmada pelas frequências baixas a altas entre 10 e 20°, corroborando as observações feitas na microscopia ótica (Figura 42).

Para os feldspatos ocorrem um máximo de 180° devido à geminação do tipo polissintética ou Carlsbad (Figura 42). Distribuição em torno de 5° a 10°, 10° a 20°, 20° a 30° e maiores que 30° indica a presença de subgrãos e recrystalização dinâmica (Svanhner & Piazzolo, 2010).

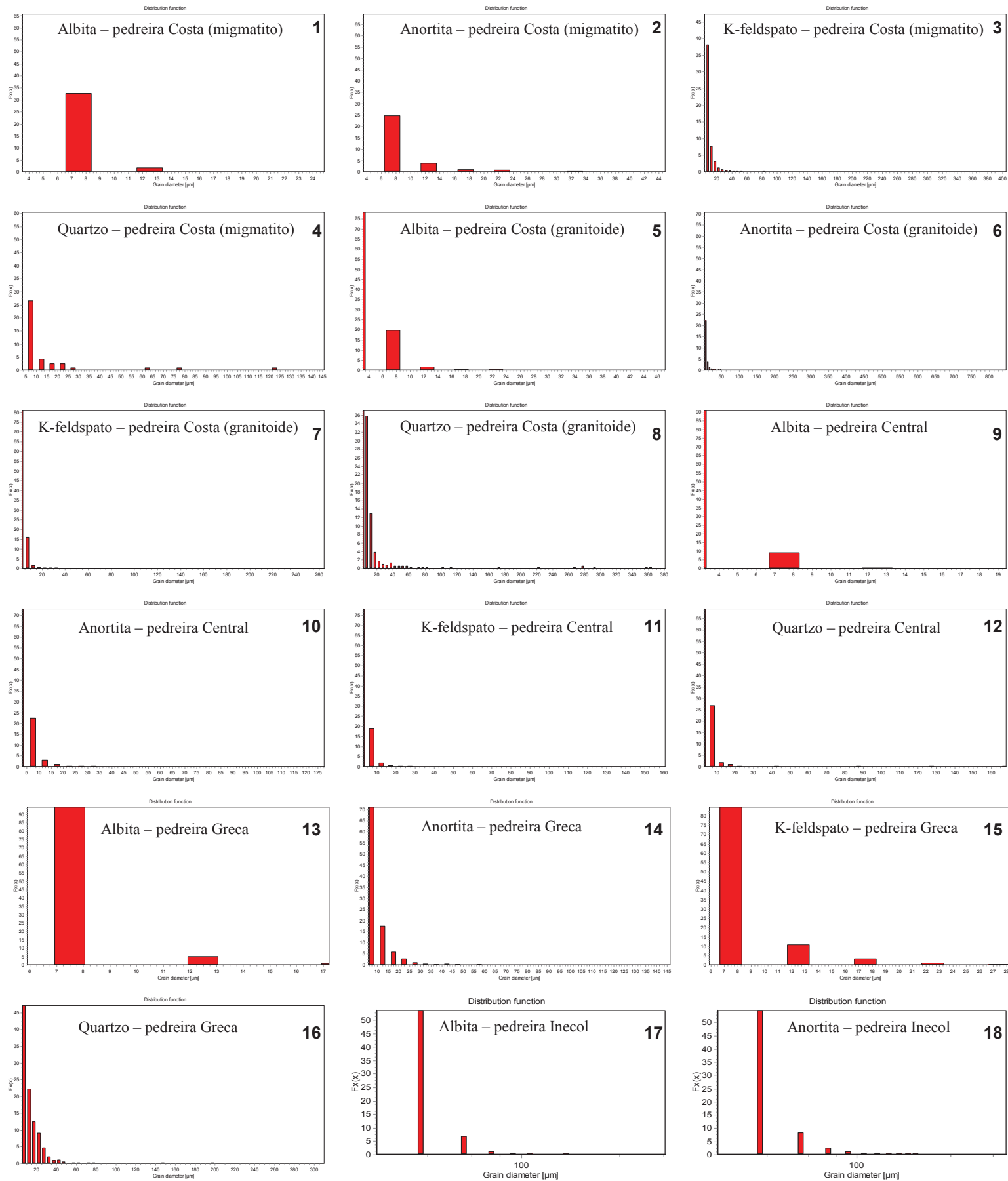


Figura 41. Distribuição do tamanho de grãos de albite, anortita, K-feldspato e quartzo para todas as amostras analisadas, continuação...

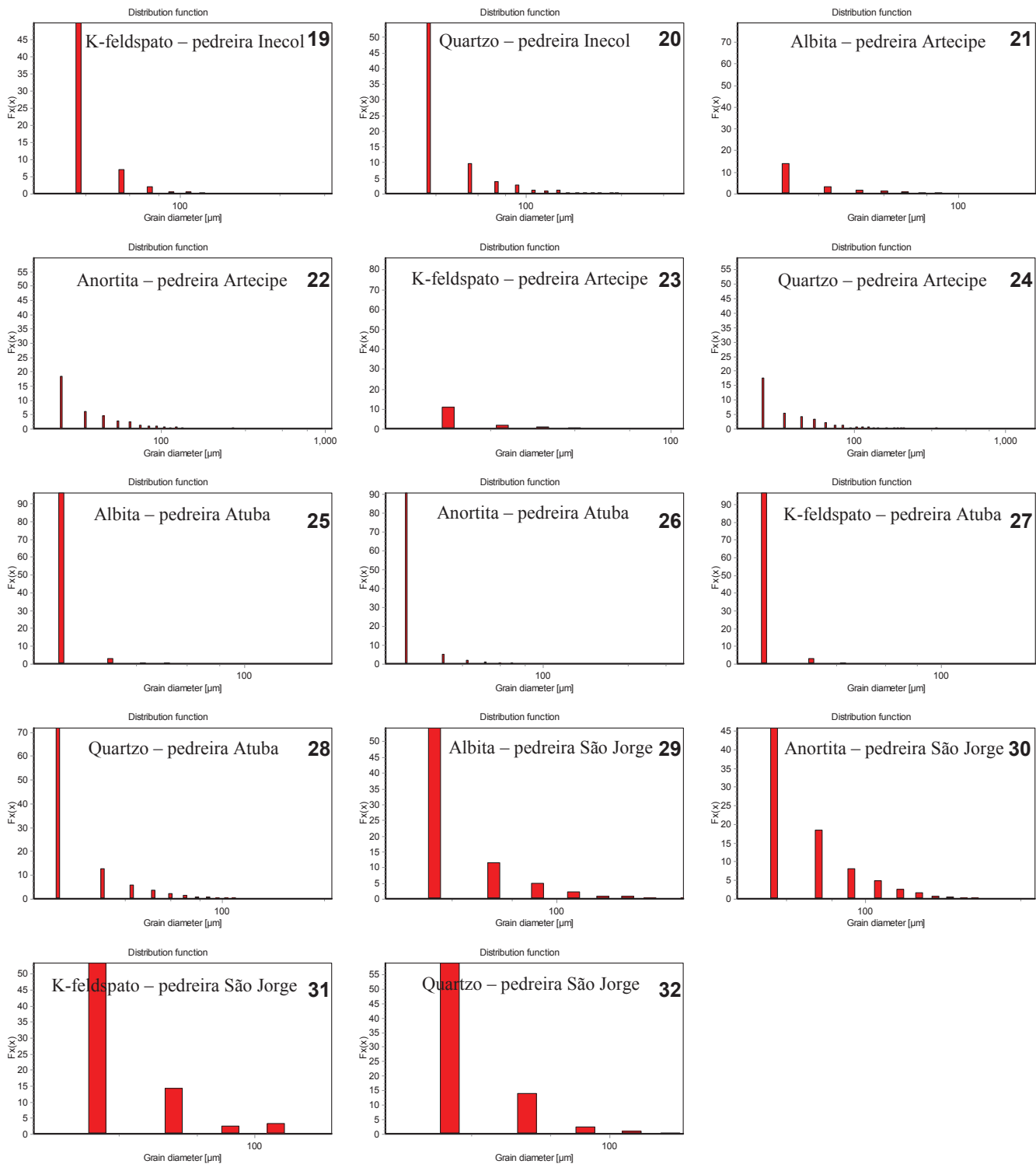


Figura 41. Distribuição do tamanho de grãos de albita, anortita, K-feldspato e quartzo para todas as amostras analisadas.

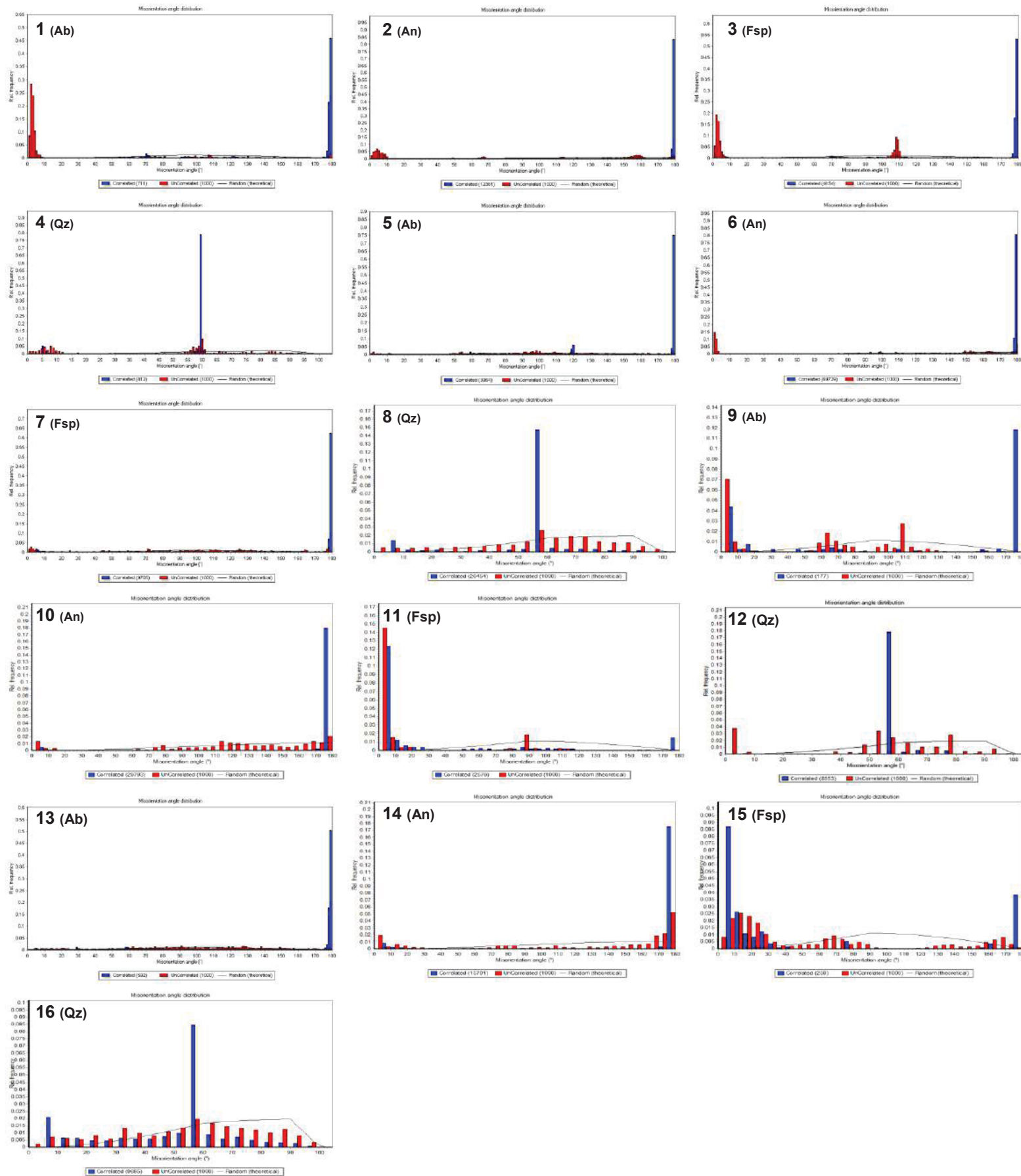


Figura 42. Histogramas de *misorientation* para todos os minerais analisados. (1-4) Pedreira Costa (migmatito). (5-8) Pedreira Costa (granitoide). (9-12) Pedreira Central. (13-16) Pedreira Greca. LEGENDA: Ab – albita. An – anortita. Fsp – feldspato. Qz – quartzo, continuação...

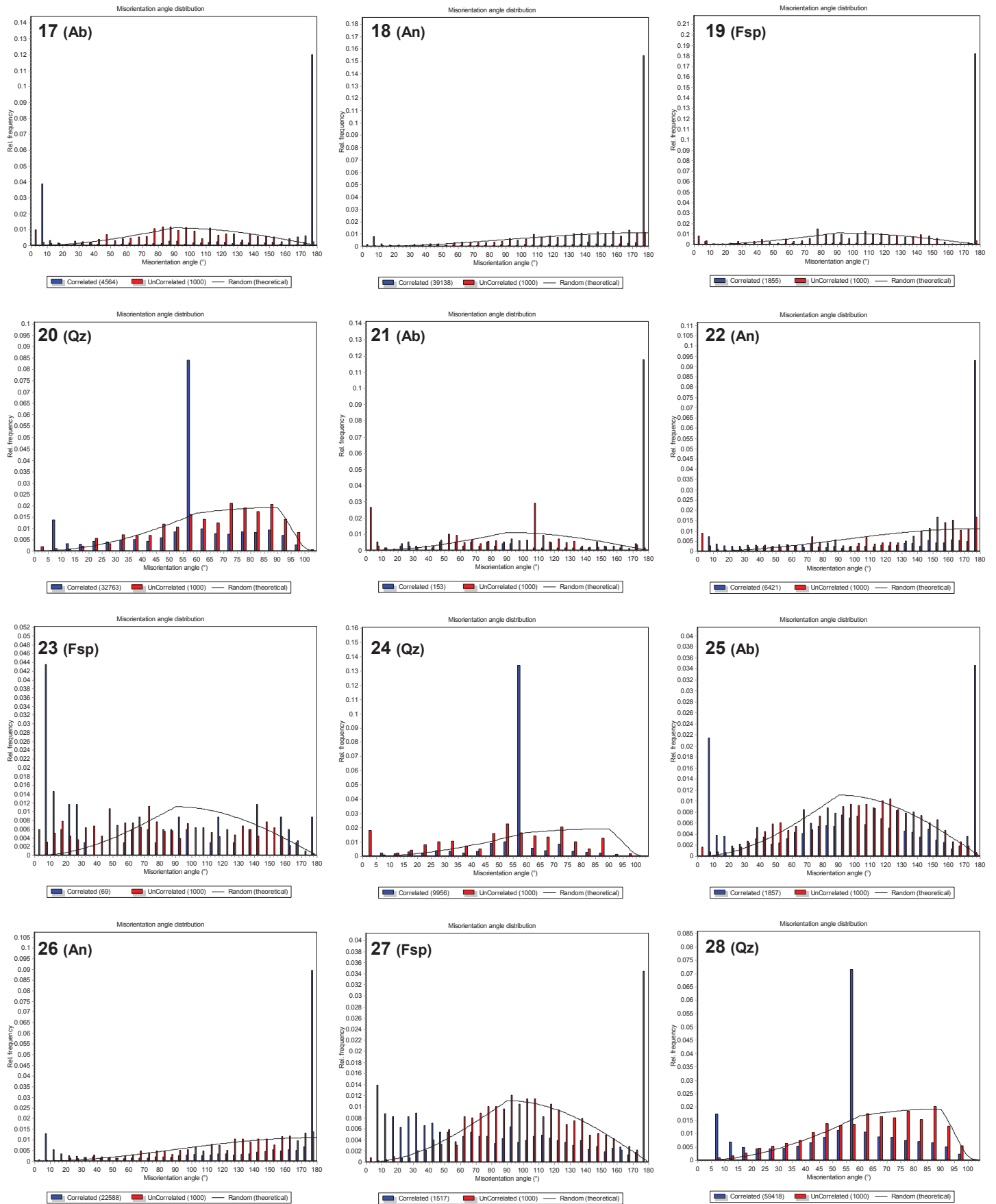


Figura 42. Histogramas de *misorientation* para todos os minerais analisados. (17-20) Pedreira Inecol. (21-24) Pedreira Articipce. (25-28) Pedreira Atuba. LEGENDA: Ab – albita. An – anortita. Fsp – feldspato. Qz – quartzo, continuação...

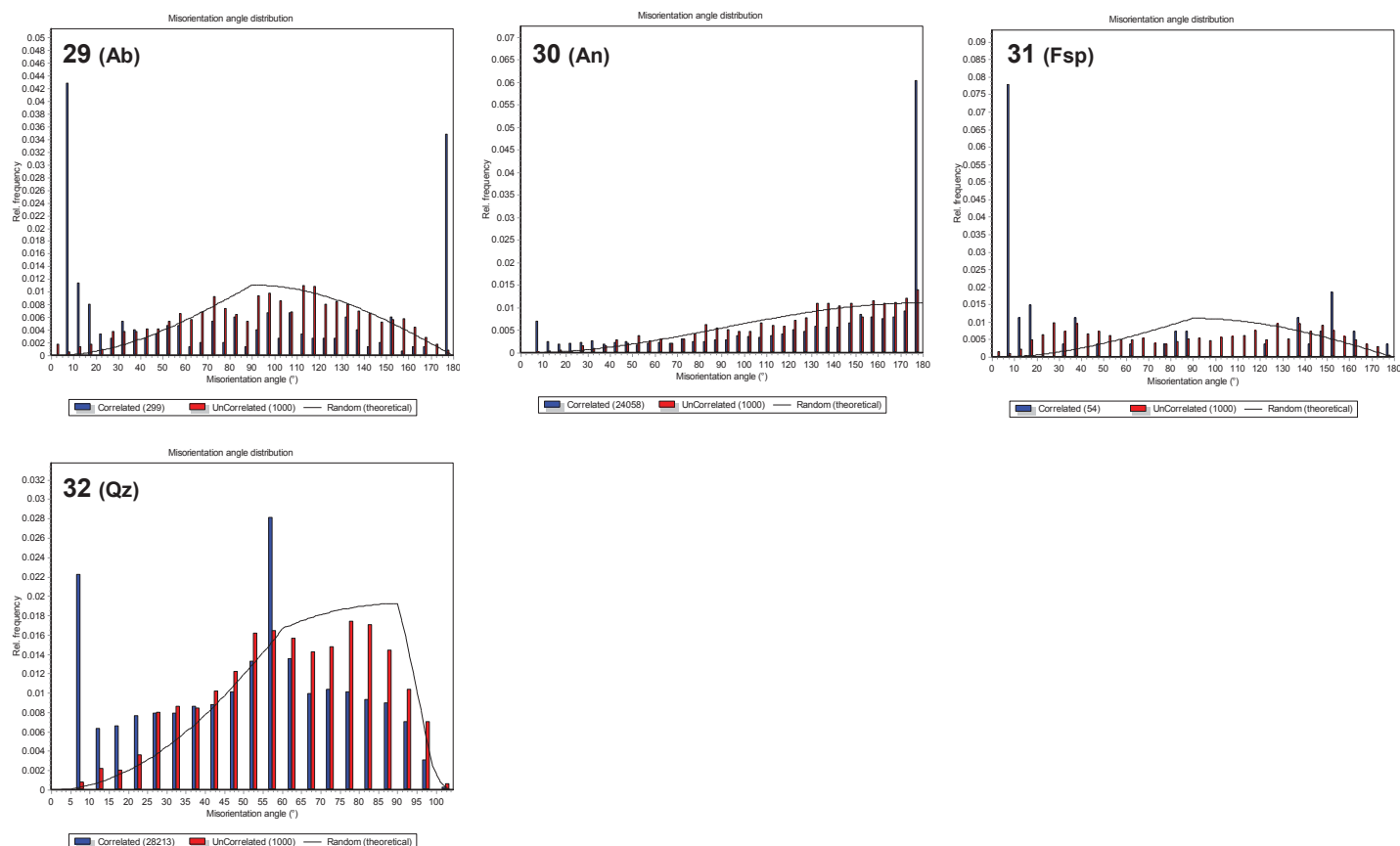


Figura 42. Histogramas de *misorientation* para todos os minerais analisados. (29-32) Pedreira São Jorge.
 LEGENDA: Ab – albita. An – anortita. Fsp – feldspato. Qz – quartzo.

DISCUSSÕES

As catorze pedreiras onde foram coletados dados estruturais e amostras para as análises laboratoriais situam-se no município de Curitiba e arredores, compreendendo as cidades de Colombo, Campo Largo, Quitandinha, Balsa Nova e São José dos Pinhais. Por meio do tratamento das informações foi possível identificar metatexitos estromáticos de granulação fina a grossa, de cor cinza médio, os quais podem ser cortados por veios leucocráticos de forma oblíqua à foliação principal ou ao bandamento composicional. Subordinadamente ocorrem metatexitos *patch*, em rede e diatexitos *schollen*.

Nas rochas do Complexo Atuba ocorrem dois tipos de leucossomas. Um deles tem composição granodiorítica-tonalítica (quebra de biotita) e o outro tem composição granítica. As reações por quebra de mineral hidratado sem água livre como reagente se dão em temperaturas maiores que 750°C. Segundo Faleiros (2008) os melanossomas ricos em biotita observados nas rochas do Complexo Atuba poderiam representar fases residuais não envolvidas na fusão ou um fundido granodiorítico que não saiu da rocha e reagiu com a encaixante com a perda da temperatura, gerando um nível formado por biotita. Silva (2005) obteve valores de $718 \pm 27^\circ\text{C}$ e $6,9 \pm 0,5$ kbar para a migmatização da pedreira Atuba. Em migmatitos da Pedreira Ita (Artecipe) alcançou valores de $724 \pm 17^\circ\text{C}$ e $6,8 \pm 0,5$ kbar. É provável que parte da migmatização tenha ocorrido por fusão incongruente da biotita, sem o consumo completo deste mineral. Foram notados enstatita e granada ou diopsídio nos melanossomas das rochas do Complexo Atuba, denotando a reação $\text{Bt} + \text{Pl} + \text{Qtz} = \text{Opx} (+\text{Cpx} + \text{Grt}) + \text{líquido} (\text{Kfs} + \text{Pl})$ (Weinberg & Hasalová, 2015).

A foliação Sn-1 observada nas rochas do Complexo Atuba ocorre principalmente nas rochas granulíticas e migmatitos com leucossoma granodiorítico-tonalítico. Encontra-se em litotipos com metamorfismo de fácies anfibolito superior ou granulito. Mostra um padrão desarmônico/não cilíndrico nas dobras, indicativo que a deformação se processou a altas temperaturas, visto que em temperaturas próximas ao estágio de fusão parcial, o material rochoso se comporta ora como sólido ora como líquido ou como uma mistura de ambos. Siga Junior et al. (2007) dataram os migmatitos do Complexo Atuba e obtiveram idades da primeira fase de migmatização no Paleoproterozoico (2.100 Ma e 2.400 Ma).

Na análise de EBSD foram utilizadas 3 amostras (pedreiras Artecipe, Central e Greca) correspondentes a foliação Sn-1 e a primeira fase de migmatização. Nas pedreiras foram constatadas a distribuição de ângulos baixos (5°) e altos (20°) nos gráficos de *misorientation* para os cristais de quartzo e feldspatos, sugerindo extinção ondulante, subgrãos e recristalização dinâmica. Os cristais de hornblenda também podem apresentar subgrãos e raros novos grãos por *bulging*, como observado nas fotomicrografias, indicando temperaturas mais altas de deformação. Os anfibólios se deformam de forma dútil e por dissolução abaixo de 650-700° C. Acima de 700° C e em rochas anidras a hornblenda pode mostrar recristalização dinâmica (Kruse & Stünitz, 1999; Passchier & Trouw, 2005). As microestruturas sugerem a atuação de mecanismos intracristalinos por deformação plástica (plasticidade intracristalina), principalmente por fluência de deslocamentos (*dislocation creep*). O quartzo mostra a estrutura em tabuleiro de xadrez, típica de deformação com temperatura próxima ao granito *solidus* (> 600° C) (Kruhl, 1996). As figuras de polo para os feldspatos mostram uma distribuição aleatória. A pedreira Central (Figura 32) apresenta uma textura do tipo *single crystal*, indicando que a granulação da rocha é grossa e que o campo de indexação foi muito pequeno, o que resultou em uma baixa concentração de cristais de feldspatos e quartzo, tendo assim sua interpretação prejudicada. A pedreira Greca (Figura 33) exhibe orientação dos polos (010) na direção <001> para os cristais de feldspatos, sugerindo temperaturas de deformação menores. A pedreira Artecipe (Figura 36) mostra polos (001) na direção <010>. A transição do plano de deslizamento (010) para (001) nos feldspatos é associada à mudança de fácies anfibolito para granulito (Díaz-Azpiroz et al., 2011). As figuras de polo para os cristais de quartzo possuem uma distribuição romboédrica na pedreira Artecipe. A pedreira Greca apresenta distribuição periférica e central, indicando um plano de deslizamento basal com componente romboédrica, provavelmente devido a um evento de retrometamorfismo ou hidrotermalismo posterior.

Os leucossomas graníticos ocorrem em maior proporção no Complexo Atuba e juntamente com as feições de crescimento mímico afirmam a ocorrência de fusão parcial. O leucossoma granítico provavelmente foi gerado com água livre no sistema, em uma reação do tipo $Pl + Kfs + Qtz + H_2O \pm Bt \pm Hbl = líquido \pm Bt \pm Hbl$, que ocorre em temperaturas mais baixas (680-700°C) e pode gerar fases peritéticas hidratadas, como biotita e hornblenda (Weinberg & Hasalová, 2015). A foliação Sn está associada ao metamorfismo de fácies anfibolito inferior e pode ser observada em migmatitos com leucossoma granítico. As estruturas lineares da foliação Sn aparecem em baixo ângulo de mergulho e são decorrentes do estiramento e lineação mineral sobre a superfície Sn. Há algumas lineações empinadas ou verticalizadas, marcadas pela orientação da biotita ou estiramento de quartzo. Os indicadores cinemáticos macroscópicos e microscópicos visualizados na foliação Sn sugerem que o cisalhamento foi predominantemente sinistral. As dobras encontradas possuem estilos variados, sendo comuns as dobras intrafoliares, abertas a isoclinais. A segunda fase de migmatização das rochas do Complexo Atuba ocorreu no Neoproterozoico (620 e 600 Ma) (Siga Junior et al., 2007).

Foram empregadas 5 amostras relacionadas à segunda fase de migmatização e à foliação Sn (pedreiras Costa, Costa, Inecol, São Jorge e Atuba) para análise de EBSD. A distribuição de ângulos nos histogramas de *misorientation* para os cristais de quartzo e feldspatos variam

de baixos a altos. A pedreira Costa possui ângulos de 5 a 10°, sugerindo feições microestruturais como extinção ondulante e subgrãos. A pedreira Inecol apresenta ângulos entre 5 e 20°, sendo mais marcante nos cristais de quartzo. As pedreiras São Jorge e Atuba mostram cristais de quartzo e feldspatos com ângulos entre 5 e 20°, sugerindo recrystalização dinâmica bem definida. As figuras de polo encontradas nos cristais de quartzo mostram a ativação do sistema de deslizamento basal com auxílio do sistema romboédrico ou apenas a ativação do sistema romboédrico. Essas feições correspondem a um sistema de temperatura baixa e intermediária, possivelmente por causa de um evento posterior (retrometamorfismo). A pedreira Costa (migmatito) caracteriza-se por uma distribuição aleatória. As figuras de polo para os feldspatos mostram uma distribuição geral randômica.

Faleiros (2008) descreveu as tramas cristalográficas de rochas do Complexo Atuba, com ativação do sistema de deslizamento prismático <a> e da combinação dos sistemas de deslizamento romboédrico e basal <a>. Cabrita (2015) mostrou figuras de polo de quartzo em milonitos com uma concentração periférica do eixo-c, indicando a atividade do sistema basal. A concentração de grãos correlacionados entre 5 e 20° no histograma de *misorientation* exibiu a presença de subgrãos e novos grãos. Também segundo a autora, as figuras de polo de quartzo para os quartzitos indicaram a ativação do sistema romboédrico a prismático. Conte (2018) estudando a zona de cisalhamento Lancinha e adjacências, aplicou a técnica de EBSD em quartzitos, granitos miloníticos e xistos recrystalizados, com cinemática sinistral. As rochas foram recrystalizadas por *bulging*, rotação de subgrãos e localmente por migração de limite de grãos. De acordo com a autora, a deformação foi acomodada principalmente por *dislocation creep*, com sistema de deslizamento basal, com algum componente romboédrico. As análises desenvolvidas nesse trabalho apresentam resultados similares aos trabalhos citados acima.

As evidências de processos deformacionais observadas nas pedreiras Costa, Inecol, São Jorge e Atuba são notadas principalmente no oligoclásio, microclínio, quartzo, biotita e hornblenda. Os cristais de oligoclásio apresentam microfraturas, geminação polissintética dos tipos albita e periclina, extinção ondulante incipiente ou marcante, subgrãos, maclas deformacionais com terminações afuniladas ou curtas, mirmequitas, *kink bands* e recrystalização ao longo dos limites de grãos. As geminações presentes são de origem mecânica. As microestruturas sugerem a atuação de mecanismos intracristalinos por deformação plástica moderada (plasticidade intracristalina), principalmente por geminação (*twinning*) e fluência de deslocamentos (*dislocation creep*). Os mecanismos de recuperação são evidenciados por bandas de deformação, formação de subgrãos e recrystalização dinâmica. Os subgrãos têm diversos tamanhos (0,2 a 0,4 mm) e formas irregulares. Podem se desenvolver tanto nas bordas como no interior dos grãos. A recrystalização ocorre por *bulging* nas bordas dos grãos médios ou grossos. Localmente os cristais de oligoclásio podem aparecer arredondados ou alongados, com caudas de recrystalização assimétricas compostas por quartzo e biotita, sugerindo dissolução e precipitação. As mirmequitas ocorrem nas bordas dos cristais, podendo encontrar-se em todos os lados dos grãos.

Os cristais de quartzo mostram extinção ondulante, sigmoides, bandas de deformação e *ribbons*. Também são evidenciadas inclusões em forma de gotas ou bolhas (*bleb-like inclusions*) em outros minerais. Os locais de mais alto *strain* são caracterizados por subgrãos e novos grãos. As feições microestruturais evidenciam a atuação dos mecanismos de plasticidade intracristalina e dos processos de recuperação e recrystalização dinâmica. Os subgrãos ocorrem nos limites e nos interiores dos cristais de quartzo. Os *ribbons* possuem grãos médios, com formas irregulares e alongadas. Mostram extinção ondulante e bandas de deformação. Situam-se em bandas quartzo-feldspáticas alternadas com níveis de minerais máficos. Podem ser classificados segundo o tipo 4 de Boullier & Bouchez (1978).

Os cristais de microclínio mostram microfraturas, extinção ondulante, pertitas do tipo *string* com forma de filetes, pertitas em chamas, macla xadrez, *kink bands*, subgrãos e novos grãos. As feições de deformação evidenciam mecanismos de plasticidade cristalina. Os subgrãos e novos grãos são típicos de processos de recuperação e recristalização dinâmica por *bulging*.

Os cristais de biotita possuem microfraturas, extinção ondulante, bandas de deformação, geminação simples, subgrãos e *kink bands*. A biotita mostra aspectos de deformação dúctil fraca, com atuação do processo de recuperação e dos mecanismos de plasticidade intracristalina.

Os cristais de hornblenda têm microfraturas fechadas, extinção ondulante e subgrãos. Os mecanismos de deformação são o fraturamento e os processos de recuperação.

Os cristais de clorita mostram extinção ondulante e clivagem encurvada. Os cristais de epidoto têm fraturas e extinção ondulante. O mecanismo principal de deformação é a plasticidade intracristalina, seguido do fraturamento.

As microestruturas constatadas no oligoclásio e microclínio, como subgrãos e novos grãos, indicam que a deformação ocorreu em temperaturas superiores a 450°C. Conforme Scholz (1988), os feldspatos apresentam um comportamento dúctil quando submetidos a pressões de 6 ± 1 kbar e profundidades de 15 a 21 km. As transições do fluxo magmático para o fluxo em estado sólido provavelmente ocorreram durante o resfriamento do magma submetido à deformação regional.

A presença de biotita nos anfíbolitos provavelmente esteja ligada a um reequilíbrio químico resultante de um gradiente entre o anfíbolito (pobre em potássio) e a encaixante granítica (enriquecida em potássio). A paragéneses de hornblenda e andesina aponta condições de fácies anfíbolito. Fassbinder (1990) propôs que o Evento Transcorrente Cubatão, associado à blastomilonitos e milonitos, foi formado em condições dúcteis de fácies anfíbolito.

O retrometamorfismo observado na área é de fácies xisto-verde, apontado pela sericitização dos feldspatos e a recristalização de biotita, epidoto, actinolita e clorita a partir da hornblenda. Em algumas rochas também ocorre biotita alterada para clorita e quartzo recristalizado por *bulging*. O hidrotermalismo pode ser observado na geração de sericitização, cloritização, epidotização e carbonatação em algumas rochas das pedreiras Paulo Leminski, Inecol, Greca e Costa. Também podem ser notados filonitos por mecanismos de metassomatismo em afloramentos de corte de estrada (BR-376 e BR-116) nos municípios de Campo Largo, Campo Magro e Colombo. Os filonitos são formados em zonas de cisalhamento dúcteis a rúpteis-dúcteis. São denominados de milonitos hidratados ricos em mica, onde o conteúdo de água é duas vezes maior que o das rochas encaixantes (Sibson, 1977).

Os resultados obtidos em campo e laboratório permitiram levantar a hipótese de que a deformação é mais expressiva na porção norte da área do que na região sul e que as rochas do Complexo Atuba foram afetadas por duas fases de cisalhamento dúctil. A primeira (Dn-1) pode estar associada à tectônica de cavalgamento e foi responsável pela geração da foliação Sn-1, possivelmente durante o Ciclo Transamazônico no Paleoproterozoico. A segunda (Dn) apresenta natureza transcorrente-transpressiva dúctil e é representada pela foliação Sn, como resultado da deformação relacionada ao Ciclo Brasileiro no Neoproterozoico, responsável pela forte orientação nordeste das foliações. As análises microestruturais, estruturas S-C e lineações de estiramento mineral afirmam sua procedência direcional e sinistral.

CONCLUSÕES

Os migmatitos observados na área de trabalho correspondem ao Complexo Atuba (Terreno Curitiba) e caracterizam-se por um bandamento composicional definido pela intercalação de

minerais máficos e félsicos. Apresentam foliação Sn-1 de baixo a alto ângulo de mergulho, protomilonítica, atribuída ao sistema de cavalgamento. A superfície Sn é protomilonítica, milonítica ou ultramilonítica e constitui uma foliação plano-axial de alto ângulo de mergulho e natureza transcorrente-transpressiva. Os principais indicadores cinemáticos mostram movimentação sinistral para esta foliação. As observações macroscópicas e microscópicas permitem evidenciar microestruturas de alta temperatura nas foliações Sn-1 e Sn. Os grãos possuem tamanhos variáveis, com características de deformação intracristalina. A foliação Sn-1 apresenta maior plasticidade do que a foliação Sn, exibindo grande quantidade de dobras desarmônicas.

De acordo com as feições microestruturais é possível detectar que as rochas foram recrystalizadas por *bulging* (feldspatos) e migração de borda de grãos (quartzo). A deformação ocorre principalmente por mecanismos de fluência de deslocamento, associados aos processos de recrystalização dinâmica. A fluência de deslocamento desempenhou um papel importante na acomodação da deformação das rochas do Complexo Atuba.

As figuras de polo para os feldspatos na primeira fase de migmatização apresentam polos (001) na direção <010> ou polos (010) na direção <001>. As figuras de polo para os cristais de quartzo mostram um plano de deslizamento basal com componente romboédrico, indicando menores temperaturas, provavelmente devido ao evento retrometamórfico ou metassomático que ocorreu posteriormente. As figuras de polo para os cristais de quartzo na segunda fase de migmatização exibem a ativação do sistema de deslizamento basal com auxílio do sistema romboédrico ou apenas a ativação do sistema romboédrico. Em ambas as fases (Dn-1 e Dn) foram notadas tramas de baixa e moderada temperatura, apontando uma fase posterior de deformação (retrometamorfismo) ou pós-metamórfica (hidrotermalismo), com geração de epidoto, clorita, sericita e calcita.

Um episódio tardio da evolução metamórfica do Complexo Atuba é o retrometamorfismo, produzindo alteração dos feldspatos, hornblenda e biotita, além de quartzo recrystalizado por *bulging*, ocorrendo em temperaturas de 250° a 400° C (Stipp et al., 2002, Fossen & Cavalcante, 2017).

AGRADECIMENTOS

Os autores agradecem à Coordenação de Aperfeiçoamento de Pessoal de Nível Superior (CAPES), à Universidade Federal do Paraná (UFPR), ao Departamento de Geologia da UFPR, ao Lactec e ao Laboratório de Análise de Minerais e Rochas (LAMIR), que por meio de seus recursos, facilitaram o desenvolvimento deste trabalho. Agradecemos igualmente as colegas Camila, Thaili e Flávia pela ajuda com o polimento das lâminas delgadas.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

ALMEIDA, F.F.M.; AMARAL, G.; CORDANI, U.G.; KAWASHITA, K. The Precambrian evolution of the South America Cratonic Margin South of the Amazon River. In: NAIRM, E.M.; STEHLI F.G. (eds), **The Ocean basins and margins**. Plenum. Publ. Co. New York, v. 1, p. 411-446, 1973.

ALMEIDA, F.F.M.; BRITO NEVES, B.B.; CARNEIRO, C.D.R. The origin and evolution of the South American Platform. **Earth-Science Reviews**, v. 50, p. 77-111, 2000.

ALMEIDA, F.F.M.; HASUI, Y.; BRITO NEVES, B.B.; FUCK, R.A. Brazilian Structural provinces: An Introduction. **Earth Sciences Reviews**, v. 17, p. 1-29, 1981.

BASEI, M.A.S.; FRIMMEL, H.E.; NUTTMAN, A.P.; PRECIOZZI, F. West Gondwana amalgamation based on detrital zircon ages from Neoproterozoic Ribeira and Dom Feliciano belts of South America and comparison with coeval sequences from SW Africa. In: PANKHURST, R.J.; TROW, R.A.J.; BRITO NEVES, B.B. de. (eds.), *West Gondwana: Pre-Cenozoic Correlations Across the South Atlantic Region*. London: **Geological Society, Special Publication**, v. 294, p. 239-256, 2008.

BASEI, M.A.S.; MCREATH, L.; SIGA JUNIOR, O. The Santa Catarina Granulite Complex of Southern Brazil: A Review. **Gondwana Research**, v. 1, p. 383-391, 1998.

BASEI, M.A.S.; NEVES, B.B.B.; SIGA JUNIOR, O.; BABINSKI, M.; PIMENTEL, M.M.; TASSINARI, C.C.G.; HOLLANDA, M.H.B.; NUTTMAN, A.; CORDANI, U.G. Contribution of SHRIMP U-Pb zircon geochronology to unravelling the evolution of Brazilian Neoproterozoic fold belts. **Precambrian Research**, v. 183, p. 112-144, 2010.

BASEI, M.A.S.; SIGA JUNIOR, O.; MACHIAVELLI, A. Tectônica de nappes do Proterozoico Superior e Eopaleozoico da porção sul-brasileira. In: III REUNIÃO INTERNACIONAL DE PROJETO, 1990. **Atas...** São Paulo: IUGS.

BASEI, M.A.S.; SIGA JUNIOR, O.; MACHIAVELLI, A.; MANCINI, F. Evolução tectônica dos terrenos entre os Cinturões Ribeira e Dom Feliciano (PR - SC). **Revista Brasileira de Geociências**, v. 22, n. 2, p. 216-221, 1992.

BATOLA JUNIOR, F.; SILVA, A.T.S.F.; ALGARTE, J.P. O pré-cambriano da região sul-sudeste do Estado de São Paulo e leste-nordeste do Estado do Paraná. In: SIMPÓSIO REGIONAL DE GEOLOGIA, **Atas...** Curitiba: SBG, 1981, v. 3, p. 94-108.

BERGMANN, M. **Caracterização Estratigráfica e Estrutural da Sequência Vulcano-Sedimentar do Grupo São Roque na Região de Pirapora do Bom Jesus - Estado de São Paulo**. São Paulo, 1988. 167 p. Dissertação (Mestrado em Geociências) – Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo.

BIGARELLA, J.J. & SALAMUNI, R. **Planta geológica provisória de partes dos municípios de Rio Branco do Sul, Bocaiúva do Sul, Almirante Tamandaré e Colombo**. Instituto de Geologia – UFPR, 1959.

BOULLIER, A.M. & BOUCHEZ, J.L. Le quartz en rubans dans les mylonites. **Bulletin Society Geological**, v. 7, p. 253-262, 1978.

BRITO NEVES, B.B.; CAMPOS NETO, M.C.; FUCK, R.A. From Rodinia to western Gondwana: an approach to the Brasiliano-Pan African cycle and orogenic collage. **Episodes**, v. 22, p. 155-166, 1999.

BRITO NEVES, B.B. & CORDANI, U.G. Tectonic evolution of South America during Late Proterozoic. **Precambrian Research**, v. 33, p. 23-40, 1991.

CABRITA, D.I.G. **Análise da deformação em tectonitos do bloco sul da Zona de Cisalhamento Curitiba (PR)**. Curitiba, 2015. 92 p. Dissertação (Mestrado em Geociências) – Departamento de Geologia, Universidade Federal do Paraná.

CAMPANHA, G.A.C. **O papel do sistema de zonas de cisalhamento transcorrentes na configuração da porção meridional da Faixa Ribeira**. São Paulo, 2002. 138 p. Tese (Livre Docência) – Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo.

CAMPANHA, G.A.C.; BASEI, M.A.S.; FALEIROS, F.M.; NUTMAN, A.P. The Mesoproterozoic to Early Neoproterozoic passive margin Lajeado Group and Apiaí Gabbro, Southeastern Brazil. **Geoscience Frontiers**, v. 7, n. 4, p. 683-694, 2015.

CAMPANHA, G.A.C.; BASEI, M.A.S.; TASSINARI, C.C.G.; NUTMAN, A.P.; FALEIROS, F.M. Constraining the age of the Iporanga formation with SHRIMP U-Pb zircon: implications for possible Ediacaran glaciation in the Ribeira Belt, SE Brazil. **Gondwana Res.**, v. 13, n. 1, p. 117-125, 2008.

CAMPANHA, G.A.C. & BRITO NEVES, B.B. Frontal and oblique tectonics in the Brazilian Shield. **Episodes**, v. 27, n. 4, p. 255-259, 2004.

CAMPANHA, G.A.C. & SADOWSKI, G.R. Tectonics of the Southern Portion of the Ribeira Belt (Apiaí Domain). **Precambrian Research**, v. 98, p. 31-51, 1999.

CAMPOS NETO, M.C. Orogenic systems from southwestern Gondwana: an approach to Brasiliano-Pan African Cycle and orogenic collage in Southeastern Brazil. In: CORDANI, U.G. (ed.), **Tectonic Evolution of South America**. Rio de Janeiro: International Geological Congress, SBG, p. 335–365, 2000.

CAWOOD, P.A.; HAWKESWORTH, C.J.; DHUIME, B. Detrital zircon record and tectonic setting. **Geology**, v. 40, n. 10, p. 875-878, 2012.

CHAVEZ-KUS, L. **Análise da tectônica rúptil em rochas do embasamento da Bacia de Curitiba com vistas à determinação de áreas favoráveis à exploração de água subterrânea**. Curitiba, 2003. 216 p. Dissertação (Mestrado em Geociências) – Departamento de Geologia, Universidade Federal do Paraná.

CHAVEZ-KUS, L. & SALAMUNI, E. Evidência de tensão N-S intraplaca no neógeno, Complexo Atuba - região de Curitiba (PR). **Revista Brasileira de Geociências**, v. 38, n. 3, p. 439-454, 2008.

CONTE, T. **Mecanismos de deformação e análise quantitativa textural em rochas deformadas ao longo da Zona de Cisalhamento Lancinha e adjacências**. Curitiba, 2018. 104 p. Dissertação (Mestrado em Geociências) – Departamento de Geologia, Universidade Federal do Paraná.

CURY, L.F. **Geologia do Terreno Paranaguá**. São Paulo, 2009. 202 p. Tese (Doutorado em Geociências) – Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo.

CURY, F.C.; KAULFUSS, G.A.; SIGA JUNIOR, O.; BASEI, M.A.S.; HARARA, O.M.; SATO, K. Idades U-Pb (zircões) de 1.75 Ga em granitoides alcalinos deformados dos núcleos Betara e Tigre: Evidências de regimes extensionais do Estateriano na Faixa Apiaí. **Revista do Instituto de Geociências**, v. 2, p. 95-108, 2002.

DÍAZ-AZPIROZ, M.; LLOYD, G.E.; FERNANDEZ, C. Deformation mechanisms of plagioclase and seismic anisotropy of the Acebuches metabasites (SW Iberian massif). In: PRIOR, D.J.; RUTTER, E.H.; TATHAM, D.J. (eds), *Deformation Mechanisms, Rheology and Tectonics: Microstructures, Mechanics and Anisotropy*. **Geological Society**, London, Special Publications, v. 360, p. 79-95, 2011.

FALEIROS, F.M. **Evolução de terrenos tectono-metamórficos da serra da Ribeira e Planalto Alto Turvo (SP, PR)**. São Paulo, 2008. 318 p. Tese (Doutorado em Geociências) – Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo.

FALEIROS, F.M.; CAMPANHA, G.A.C.; BELLO, R.M.S.; FUZIKAWA, K. Fault–valve action and vein development during strike–slip faulting: an example from the Ribeira Shear Zone, southeastern Brazil. **Tectonophysics**, v. 438, p. 1-32, 2007.

FALEIROS, F.M.; CAMPANHA, G.A.C.; BELLO, R.M.S.; FUZIKAWA, K. Quartz recrystallization regimes, c-axis texture transitions and fluid inclusion reequilibration in a prograde greenschist to amphibolite facies mylonite zone (Ribeira Shear Zone, SE Brazil). **Tectonophysics**, v. 485, p. 193-214, 2010.

FALEIROS, F.M.; CAMPANHA, G.A.C.; MARTINS, L.; VLACH, S.R.F.; VASCONCELOS, P.M. Ediacaran high-pressure collision metamorphism and tectonics of the southern Ribeira Belt (SE Brazil): Evidence for terrane accretion and dispersion during Gondwana assembly. **Precambrian Research**, v. 189, p. 263-291, 2011.

FALEIROS, F.M.; CAMPANHA, G.A.C.; PAVAN, M.; ALMEIDA, V.V.; RODRIGUES, S.W.O.; ARAUJO, B.P. Short-lived polyphase deformation during crustal thickening and exhumation of a collisional orogen (Ribeira Belt, Brazil). **Journal of Structural Geology**, v. 93, p. 106-130, 2016.

FASSBINDER, E. **Análise estrutural da Falha da Lancinha, Estado do Paraná**. São Paulo, 1990. 165 p. Dissertação (Mestrado em Geociências) – Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo.

FERNANDES, G.L.F.; SCHMITT, R.S.; BONGIOLO, E.M.; BASEI, M.A.S.; MENDES, J.C. Unraveling the tectonic evolution of a Neoproterozoic-Cambrian active margin in the Ribeira Orogen (SE Brazil): U-Pb and Lu-Hf provenance data. **Precambrian Research**, v. 266, p. 337-360, 2015.

FIORI, A.P. **Tectônica e Estratigrafia do Grupo Açungui a Norte de Curitiba**. São Paulo, 1990. 261 p. Tese (Livre Docência) – Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo.

FIORI, A.P. Tectônica e estratigrafia do Grupo Açungui – PR. **Bol. IG.–USP: Sér. Cient.**, 23: 55-74, 1992.

FOSSÉN, H. & CAVALCANTE, G.C.G. Shear zones – A review. **Earth-Science Reviews**, v. 171, p. 434-455, 2017.

FUCK, R.A.; BRITO NEVES, B.B.; SCHOBENHAUS, C. Rodinia descendentes in South America. **Precambrian Research**, v. 160, p. 108-126, 2008.

FUCK, R.A.; TREIN, E.; MARINI, O.J. Geologia e petrografia dos migmatitos do Paraná. **Boletim Paranaense de Geociências**, v. 23-25, p. 5-41, 1967.

GUIMARÃES, D.P. **Evolução tectonometamórfica e estudo de proveniência da Sucessão Rio das Cobras – Terreno Paranaguá (Cinturão Ribeira Sul)**. Curitiba, 2019. 149 p. Dissertação (Mestrado em Geociências) – Departamento de Geologia, Universidade Federal do Paraná.

HASUI, Y. Evolução polifásica do Pré-Cambriano a Oeste de São Paulo. **Boletim IGC-USP**, v. 6, p. 95-108, 1975.

HEILBRON, M.; PEDROSA-SOARES, A.C.; CAMPOS NETO, M.C.; SILVA, L.C.; TROUW, R.A.J.; JANASI, V.A. Província Mantiqueira. In: MANTESSONETO, V. et al., (orgs.), **Geologia do Continente Sul-Americano: evolução da obra de Fernando Flávio Marques de Almeida**. São Paulo: Ed. Deca, p. 203-234, 2004.

HEILBRON, M.; VALERIANO, C.M.; TASSINARI, C.C.G.; ALMEIDA, J.C.H.; TUPINAMBÁ, M.; SIGA JUNIOR, O.; TROUW, R.A.J. Correlation of Neoproterozoic terranes between the Ribeira Belt, SE Brazil and its African counterpart: comparative tectonic evolution and open questions. In: PANKHURST, R.J.; TROUW, R.A.J.; BRITO NEVES, B.B.; DE WIT, M. (eds.), **West Gondwana pre-Cenozoic Correlations across the South Atlantic Region**. London: **Journal Geological Society London, Special Publication**, v. 294, p. 211-232, 2008.

HENRIQUE-PINTO, R.; JANASI, V.A.; VASCONCELLOS, A.C.B.C.; SAWYER, E.W.; BARNES, S.J.; BASEI, M.A.S.; TASSINARI, C.C.G. Zircon provenance in meta-sandstones of the São Roque Domain: Implications for the Proterozoic evolution of the Ribeira Belt, SE Brazil. **Precambrian Research**, v. 256, p. 271-288, 2015.

JULIANI, C.; HACKSPAKER, P.; DANTAS, E.L.; FETTER, A.H. The Mesoproterozoic volcano-sedimentary Serra do Itaberaba Group of the central Ribeira Belt, São Paulo, Brazil: implications for the age of the overlying São Roque Group. **Revista Brasileira de Geociências**, v. 30, p. 82-86, 2000.

KRUHL, J.H. Prism and basal plane parallel subgrain boundaries in quartz: a microstructural geothermobarometer. **Journal of Metamorphic Geology**, v. 14, p. 581-589, 1996.

KRUSE, R. & STÜNITZ, H. Deformation mechanisms and phase distribution in mafic high-temperature mylonites from the Jotun Nappe, Southern Norway. **Tectonophysics**, v. 303, p. 223-249, 1999.

MANTOVANI, M.S.M.; BRITO NEVES, B.B. Geophysical boundaries of Paranapanema Proterozoic block: its importance for the Rodinia to Gondwana evolutionary theories. **Gondwana Research**, v. 8, p. 18-22, 2005.

MENEGON, L.; PIAZOLO, S.; PENNACCHIONI, G. The effect of Dauphiné twinning on plastic strain in quartz. **Contrib Mineral Petrol**, v. 161, p. 635-652, 2011.

PASSCHIER, C.W. & TROUW, R.A.J. **Microtectonics**. Berlim: Springer-Verlag, 289 p., 2005.

PRAZERES FILHO, H.J. **Caracterização geológica e petrogenética do Batólito Granítico Três Córregos (PR-SP): Geoquímica isotópica (Nd-Sr-Pb), idades (IDTIMS/SHRIMP) e $\delta^{18}\text{O}$ em zircão.** São Paulo, 2005. 207 p. Tese (Doutorado em Geociências) – Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo.

RAMSAY, J.G. **Folding and fracturing of rocks.** New York: McGraw-Hill, 568 p, 1967.

REIS NETO, J.M. **Faixa Itaiacoca: Registro de uma colisão entre dois blocos continentais no Neoproterozoico.** São Paulo, 1994. 296 p. Tese (Doutorado em Geociências) – Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo.

SALAMUNI, E. **Tectônica da Bacia Sedimentar de Curitiba (PR).** Rio Claro, 1998. 214 p. Tese (Doutorado em Geociências) – Instituto de Geociências e Ciências Exatas, Universidade Estadual Paulista.

SALAMUNI, E.; GONÇALVES, F.M.; FIORI, A.P. Zona de Cisalhamento Curitiba. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 2010, **Anais...** Belém: SBG, v. 1.

SATO, K.; NUTMAN, A.P.; SIGA JUNIOR, O.; BASEI, M.A.S.; WALTER, S. Mesoarchean Orthogneiss in the Atuba Complex in a Neoproterozoic Brazilian Mobile Belt in SE Brazil: An Integrated IDTIMS, EVTIMS and SHRIMP Zircon Dating Study. **Gondwana Research**, v. 4, n. 4, 2001.

SATO, K.; SIGA JUNIOR, O.; NUTMAN, A.P.; BASEI, M.A.S.; MCREATH, I.; KAULFUSS, G. The Atuba Complex, Southern South American Platform: Archean Components and Paleoproterozoic to Neoproterozoic Tectonothermal Events. **Gondwana Research**, v. 6, n. 2, p. 251-263, 2003.

SATO, K.; SIGA JUNIOR, O.; SILVA, J.A.; MCREATH, I.; DUNYI, L.; LIZUKA, T.; RINO, S.; HIRATA, T.; SPROESSER, W.; BASEI, M.A.S. In situ Isotopic Analyses of U and Pb in Zircon by Remotely Operated SHRIMP II, and Hf by LA-ICP-MS: an Example of Dating and Genetic Evolution of Zircon by $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$ from the Ita Quarry in the Atuba Complex, SE Brazil. **Bol. IG., USP, Sér. Cient.**, v. 9, n. 3, p. 61-69, 2009.

SAWYER, E.W. **Atlas of migmatites.** Canadá: NRC Research Press, 371p, 2008.

SCHOLZ, C.H. The brittle-plastic transition and the depth of seismic faulting. **Geol. Rundsch.**, v. 77, n. 1, p. 319-328, 1988.

SIBSON, R.H. Fault rocks and fault mechanisms. **Journal of Geological Society of London**, v. 133, p. 191-213, 1977.

SIGA JUNIOR, O. **Domínios tectônicos do sudeste do Paraná e nordeste de Santa Catarina: geocronologia e evolução crustal.** São Paulo, 1995. 212 p. Tese (Doutorado em Geociências) – Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo.

SIGA JUNIOR, O.; BASEI, M.A.S.; MACHIAVELLI, A. Evolução geotectônica da porção NE de Santa Catarina e SE do Paraná, com base em interpretações geocronológicas. **Revista Brasileira de Geociências**, v. 23, n. 3, p. 215-223, 1993.

SIGA JUNIOR, O.; BASEI, M.A.S.; PASSARELLI, C.R.; HARARA, O.M.; SATO, K.; CURY, L.F.; PRAZERES FILHO, H.J. Geocronologia de rochas gnáissico migmatíticas e sienograníticas do Núcleo Setuva (PR): Implicações Tectônicas. **Revista Brasileira de Geociências**, v. 37, p. 114-128, 2007.

SIGA JUNIOR, O.; BASEI, M.A.S.; PASSARELLI, C.R.; SATO, K.; CURY, L.F.; MCREATH, I. Lower and Upper Neoproterozoic magmatic records in Itaiacoca Belt (Paraná-Brazil): Zircon ages and lithostratigraphy studies. **Gondwana Research**, v. 15, p. 197-208, 2009.

SIGA JUNIOR, O.; BASEI, M.A.S.; REIS NETO, J.M.; MACHIAVELLI, A.; HARARA, O.M. O Complexo Atuba: um cinturão Paleoproterozoico intensamente retrabalhado no Neoproterozoico. **Bol. IG. – USP: Sér. Cient.**, v. 26, p. 69-98, 1995.

SILVA, J.A. **Petrologia e geoquímica dos gnaisses migmatíticos do Complexo Atuba, Curitiba PR**. São Paulo, 2005. 153p. Dissertação (Mestrado em Geociências) – Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo.

SILVA, P.C.S.; YAMATO, A.A.; VASCONCELOS, C.S.; LOPES JÚNIOR, I. **Projeto Folha de Curitiba (SG-22-X-D-I)**. São Paulo: Relatório Final, 91 p, 1998.

STIPP, M.; STÜNITZ, H.; HEILBRONNER, R.; SCHMID, S.M. The eastern Tonale fault zone: a ‘natural laboratory’ for crystal plastic deformation of quartz over a temperature range from 250° to 700° C. **J. Struct. Geol.**, v. 24, p. 1861-1884, 2002.

SVANHNERG, H. & PIAZOLO, S. The initiation of strain localisation in plagioclase-rich rocks: Insights from detailed microstructural analyses. **Journal of Structural Geology**, v. 32, p. 1404-1416, 2010.

TROUW, R.A.J.; PETERNEL, R.; RIBEIRO, A.; HEILBRON, M.; VINAGRE, R.; DUFFLES, P.; TROUW, C.C.; FONTAINHA, M.; KUSSAMA, H.H. A new interpretation for the interference zone between the southern Brasília belt and the central Ribeira belt, SE Brazil. **J. South Am. Earth Sci.**, v. 48, p. 43-57, 2013.

WEINBERG, R.F. & HASALOVÁ, P. Water-fluxed melting of the continental crust: A review. **Lithos**, v. 212-215, p. 158-188, 2015.

5.3 QUANTIFICAÇÃO DA DEFORMAÇÃO EM METATEXITOS ESTROMÁTICOS E ROCHAS ASSOCIADAS DO COMPLEXO ATUBA, CINTURÃO RIBEIRA MERIDIONAL

QUANTIFICATION OF DEFORMATION IN STROMATIC METATEXITES MIGMATITES AND ASSOCIATED ROCKS OF THE ATUBA COMPLEX, SOUTHERN RIBEIRA BELT

Michelangelo Tissi BALDIN, Eduardo SALAMUNI

Departamento de Geologia, Universidade Federal do Paraná. Av. Cel. Francisco H. dos Santos, s/n - Jardim das Américas, Curitiba -PR, CEP. 81270-460. Emails: miche_georock@yahoo.com.br; salamuni@ufpr.br

Introdução
Geologia regional
Materiais e métodos
Resultados
Discussões
Conclusões
Referências

RESUMO – O Complexo Atuba aflora na porção leste do Estado do Paraná, segundo uma faixa alongada de direção NE-SW e compreende a parte sul do Cinturão Ribeira. Este trabalho tem como objetivo principal elucidar os processos deformacionais do Complexo Atuba. A investigação foi desenvolvida por meio de investigação de campo, petrografia e análise estrutural quantitativa, complementando vários estudos tectônicos já realizados anteriormente. Os metatexitos estromáticos possuem médio a alto grau metamórfico e são compostos por neossomas residuais tonalíticos intercalados com leucossomas graníticos ou granodioríticos-tonalíticos e melanossomas máficos. Dois planos de foliação, ambos gerados por cisalhamento dúctil, foram identificados: o primeiro é caracterizado pela foliação Sn-1 associada à tectônica de cavalgamento (Dn-1) e o segundo pela foliação Sn produzido por tectônica transpressiva sinistral (Dn). Os resultados confirmam que a última fase foi acomodada pela partição da deformação. A quantificação da deformação foi desenvolvida por intermédio dos métodos de Fry, Polar e Rf/ϕ , com base na análise de cristais de quartzo e feldspatos em 26 lâminas delgadas. As amostras revelaram razões de deformação similares para todos os métodos utilizados nos planos XZ e YZ, variando para o quartzo entre 4,984 a 1,372 no plano XZ e 2,567 a 1,057 no plano YZ e para os feldspatos entre 2,959 a 1,081 (plano XZ) e 2,029 a 1,007 (plano YZ). Os elipsoides são oblatos e correspondem ao campo do achatamento aparente.

Palavras-chave: análise estrutural, metatexitos, transpressão.

ABSTRACT – The Atuba Complex crops out in the eastern portion of the State of Paraná, along an NE-SW elongated swath and comprises the southern part of the Ribeira Belt. This work has as main objective to define the tectonic and deformational regimes of the Atuba Complex. The research was developed through field work, petrography and quantitative structural analysis, complementing several tectonic studies already performed. Stromatic metatexite migmatites underwent medium to high metamorphic grade and are composed of tonalitic residual neosomes interleaved with granitic or tonalitic-granodioritic leucosomes and mafic melanosomes. Two foliation planes, both generated by ductile shear, were identified: the first is characterized by Sn-1 foliation associated with thrusting tectonics (Dn-1) and the second by Sn foliation produced by sinistral transpressive tectonics (Dn). The results confirm that the last phase was accommodated by deformation partitioning. The quantification of deformation was developed using the Fry, Polar and Rf/ϕ methods, based on analysis of

quartz and feldspar crystals on 26 thin section. Samples revealed similar strain ratios for all methods used in the XZ and YZ planes, quartz ranging from 4,984 to 1,372 in the XZ plane and 2,567 to 1,057 in the YZ plane and feldspars from 2,959 to 1,081 (XZ plane) and 2,029 to 1,007 (YZ plane). The ellipsoids are oblate and correspond to the apparent flattening field.

Keywords: structural analysis, metatexites, transpression.

INTRODUÇÃO

A evolução crustal na porção sul do Brasil abrangeu eventos tectônicos que levaram à amalgamação de diversos terrenos durante a orogenia colisional neoproterozoica, resultando na formação do Gondwana Ocidental até o início do Cambriano (Campos Neto, 2000; Basei et al., 2008). Os terrenos metamórficos de alto grau ocupam grande parte do território brasileiro e ocorrem ao longo de faixas móveis na região costeira, bem como nas bordas e no interior de crátons, formando uma extensa área da crosta continental. O estudo da evolução desses terrenos é complexo, considerando-se os diversos processos deformacionais que atuaram ao longo do tempo geológico, havendo lacunas que necessitam ser explanadas (Melo & Oliveira, 2013).

A Província Mantiqueira estende-se na direção NE-SW por aproximadamente 3.000 km e ocorre na porção sudeste e sul do Brasil. É composta pelos cinturões Araçuaí, Ribeira e Dom Feliciano (Almeida et al., 1981; Heilbron et al., 2004). O Cinturão Ribeira ocupa a porção sudeste da Província Mantiqueira, aparece limitado por zonas de cisalhamento transpressivas ou de cavalgamento e ocorre como um complexo orógeno colisional, com tendência NE, que foi amalgamado, deformado e metamorfozizado durante a Orogenia Brasileiro-Pan Africana (Campanha & Brito Neves, 2004; Heilbron et al., 2004). Abrange rochas de embasamento arqueano a paleoproterozoico, suítes mesoproterozoicas e neoproterozoicas de rochas vulcanossedimentares e sedimentares, granitoides intrusivos neoproterozoicos, sequências sedimentares de margem passiva e granitos tardi-cinemáticos (Campanha & Sadowski, 1999; Heilbron et al., 2004; Prazeres Filho, 2005). Os cinturões Ribeira Norte e Central compreendem os terrenos Ocidental, Paraíba do Sul-Embu, Oriental e Cabo Frio (Heilbron et al., 2004). O Cinturão Ribeira Meridional encerra os terrenos Apiaí, Embú, Curitiba, Luís Alves e Paranaguá (Campos Neto, 2000; Siga Junior et al., 2011). O Terreno Curitiba está limitado a noroeste pelo Grupo Açungui e a sudeste pelo Terreno Luís Alves (Fuck et al., 1967; Siga Junior et al., 1995; Salamuni, 1998). É formado pelo Complexo Atuba e pelas formações supracrustais Capiu, Setuva e Turvo-Cajati. O Complexo Atuba, alvo da presente contribuição, é caracterizado por gnaisses bandados, migmatíticos, intercalados por corpos anfíbolíticos, xistos magnesianos e gnaisses granulíticos (Silva et al., 1998).

A área está localizada no leste do Estado do Paraná, na cidade de Curitiba e regiões circunvizinhas, abrangendo os municípios de Colombo, Campo Largo, Balsa Nova, Quitandinha e São José dos Pinhais. Foram estudados oito afloramentos-chave situados nas pedreiras Greca, Central, Inecol, Atuba, Paulo Leminski, Costa, Artécipe e São Jorge, além de afloramentos isolados, localizados em cortes de estrada, escolhidos devido ao interesse estrutural, acesso e representatividade (Figura 1).

A análise da deformação permite explorar o estado de deformação de uma rocha e mapear suas variações em uma amostra, um afloramento ou uma região (Twiss & Moores, 2007). A deformação quase sempre é o resultado da aplicação de esforços tectônicos e pode ser analisada de acordo com a geometria do estado deformado do objeto, enquanto que a quantidade de deformação é determinada pela comparação entre o estado indeformado e o estado deformado (Fiori, 1997). Os métodos de quantificação da deformação propiciaram grande avanço na geologia estrutural, pois indicam questões importantes e impõem

considerações mais claras ao permitir o reconhecimento de estruturas em escalas menores (Sorby, 1908).

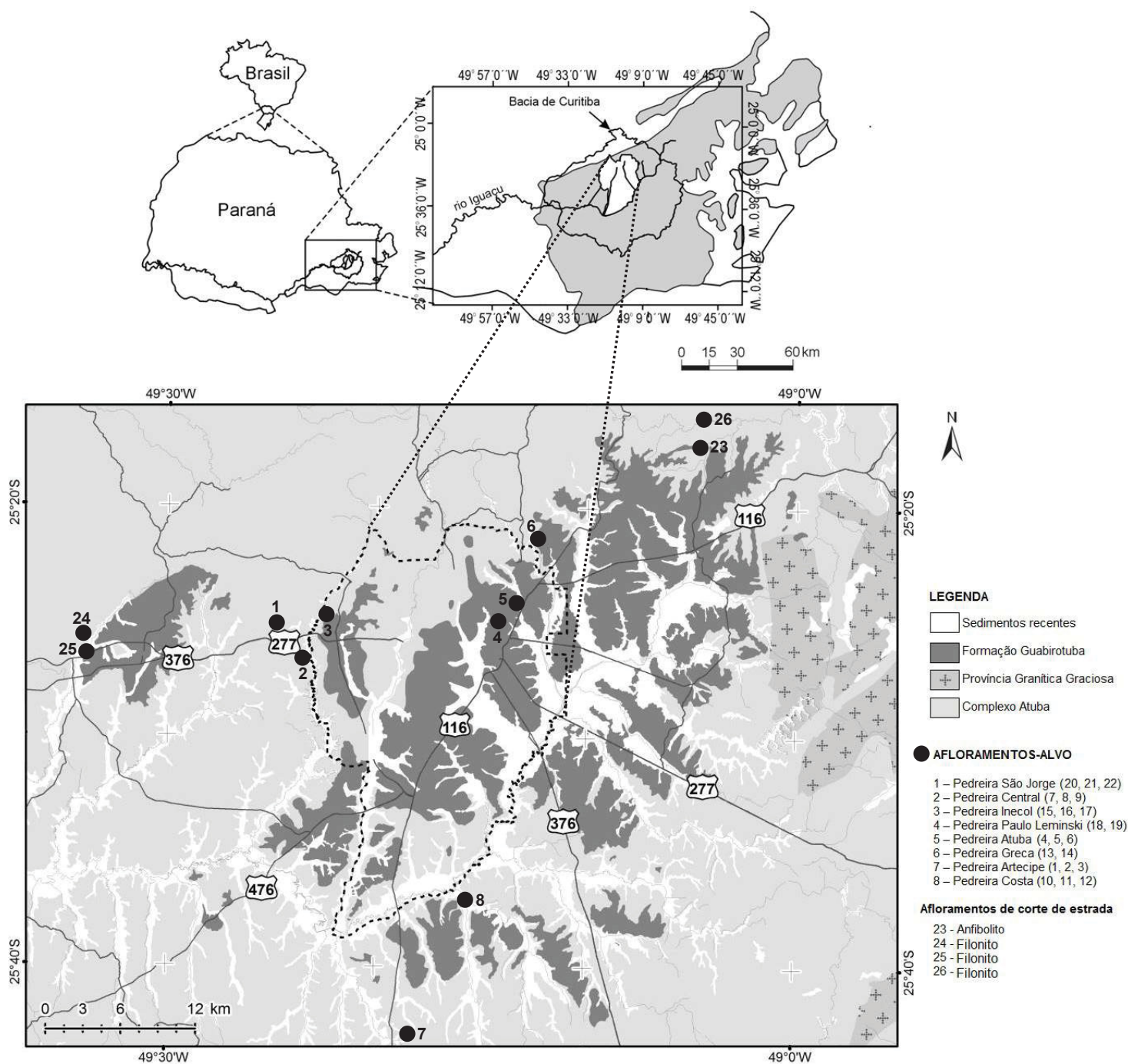


Figura 1: Localização e acessos à área de estudo. Os números entre parênteses e os afloramentos de corte de estrada representam as amostras utilizadas nos métodos de quantificação da deformação. Fonte: modificado de Chavez-Kus & Salamuni (2008); Cunha (2016).

As estruturas tectônicas em menor escala resultantes da atuação de processos intra ou intergranulares, necessitam da utilização de métodos de quantificação da deformação específicos, que apresentam diferentes sensibilidades aos diferentes mecanismos de deformação. De acordo com a técnica empregada, a rocha pode mostrar valores distintos de intensidade da deformação em regimes tectônicos dúcteis (Soares & Dias, 2014). A forma final dos grãos é o resultado da superposição de um elipsoide de deformação sobre a

geometria elipsoidal inicial desses grãos (Fiori, 1997), possibilitando que os marcadores de deformação possam ser agrupados em três categorias gerais (Mulchrone, 2013): ponto, geometria e elipse. A carência de trabalhos que discutam a quantificação da deformação dos migmatitos do Complexo Atuba estimulou grande interesse nas pesquisas ora apresentadas. O principal objetivo deste artigo é trazer dados quantitativos, até então limitados ao Complexo Atuba, baseado em quantificação da deformação, utilizando os métodos de Fry (Fry, 1979), Rf/ϕ (Ramsay, 1967; Ramsay e Huber, 1983; Marshak & Mitra, 1988; Fiori, 1997) e Polar (Elliott, 1970), colaborando para um melhor entendimento dos processos deformacionais que agem em crosta continental profunda. O modelo desenvolvido neste trabalho para a história da deformação foi definida com base em observações de campo e dados da literatura.

ARCABOUÇO GEOLÓGICO

A área de estudo está inserida na parte meridional da Província Mantiqueira e contempla parcialmente a porção sul do Cinturão Ribeira, no setor leste do Estado do Paraná (Figura 2). Está localizada no Terreno Curitiba e compõe o Cinturão Ribeira Meridional, juntamente com os terrenos Paranaguá, Apiaí e Luís Alves.

O Terreno Apiaí compreende uma faixa com 500 km de extensão e localiza-se ao norte do Terreno Curitiba e a sul-sudeste da Zona de Cisalhamento Lancinha, próximo ao contato com a Bacia do Paraná (Prazeres Filho et al., 2003; Heilbron et al., 2008). É constituído por plataformas carbonáticas, sequências metavulcanossedimentares (Soares & Reis Neto, 1987; Campos Neto, 2000; Siga Junior et al., 2009; Campanha et al., 2015;) em meio a núcleos do embasamento e batólitos e *stocks* graníticos (Campanha & Sadowski, 1999; Cury et al., 2002). As rochas metassedimentares são de idade mesoproterozoica a ediacarana (Tassinari et al., 1990). O principal evento de metamorfismo e deformação ocorreu no Neoproterozoico (Basei et al., 1992). O estágio final de tectonismo esteve associado a sistemas transcorrentes com colisão oblíqua (Campanha & Sadowski, 1999).

O Terreno Curitiba, composto por ortognaisses migmatíticos e gnaisses graníticos bandados do Complexo Atuba, é limitado a norte, em contato com o Terreno Apiaí, pela Zona de Cisalhamento Lancinha-Cubatão-Itariri e a sul pela Zona de Cisalhamento Serra do Azeite, ocupando uma faixa estreita de direção NE-SW, com largura de 20 Km e extensão entre 50 e 60 Km de comprimento (Siga Junior et al., 1993; Siga Junior et al., 1995; Basei et al., 2008; Faleiros et al., 2011).

Os migmatitos possuem estruturas estromáticas e bandamento composicional, onde se alternam neossomas residuais mesocráticos e leucossomas (Siga Junior, 1995; Siga Junior et al., 1995). Caracterizam-se por frequentes intercalações de corpos com dimensões e formas variadas, constituídas por xistos magnesianos e anfíbolitos. Comumente ocorrem remobilizados róseos graníticos (K-feldspato) concordantes com o bandamento principal, relacionados à segunda fase de migmatização (Siga Junior et al., 1995). Estruturalmente ocorre uma foliação milonítica, penetrativa, de aspecto anastomosado, com mergulhos altos para NW ou SE, orientada segundo a direção geral NE-SW. Possui caráter dúctil, heterogêneo e não-coaxial (Siga Junior, 1995; Siga Junior et al., 1995). Também pode ser verificada uma esparsa foliação anterior (Sn-1), de direção NW-SE, pouco preservada e com mergulho moderado para NE ou SW (Salamuni, 1998). O Complexo Atuba está em um domínio originado em nível estrutural inferior, acrescido às extremidades do Terreno Luís Alves no Neoproterozoico, porém registrando rochas do Arqueano (3.200 a 3.000 Ma), Arqueano tardio (2.650 Ma) e migmatitos do Paleoproterozoico (2.100 Ma e 2.400 Ma), além de um processo de rejuvenescimento por meio de um segundo processo de migmatização durante o Neoproterozoico (640-560 Ma, K-Ar/Ar-Ar em biotita) (Siga Junior, 1995; Siga Junior et al., 1995; Siga Junior et al., 2007).

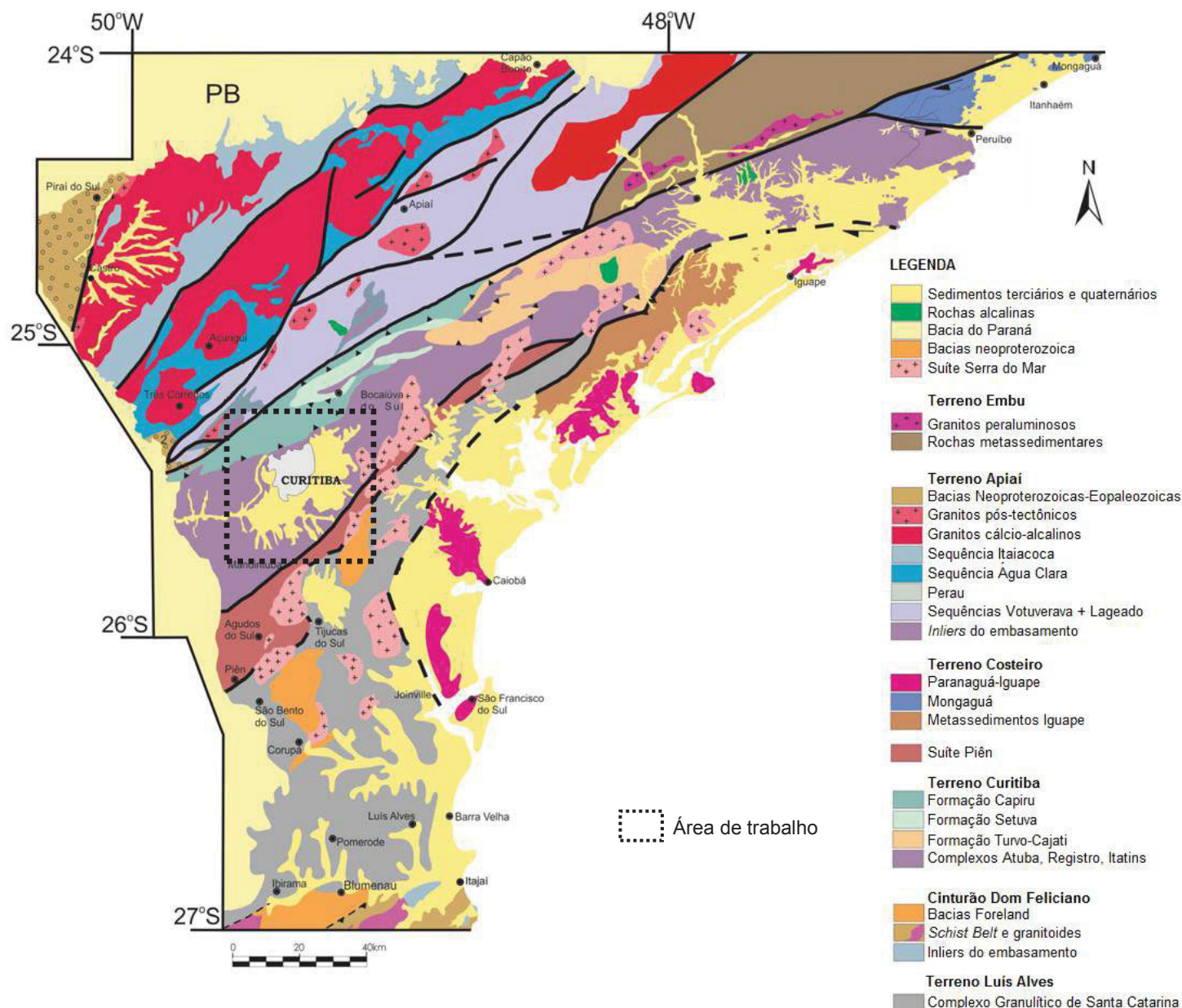


Figura 2: Mapa geológico da porção centro-sul do Cinturão Ribeira. Fonte: modificado de Passarelli et al. (2018).

Unidades metassedimentares supracrustais cobrem a porção norte do Complexo Atuba e são denominadas de formações Turvo-Cajati, Setuva e Capiru. São constituídas por xisto, mármore dolomítico, quartzito e filito, com metamorfismo entre a fácies xisto verde e anfibolito superior (Sato et al., 2003; Siga Junior et al., 2009; Faleiros et al., 2011). As unidades são afetadas por zonas de cisalhamento rúptil a rúptil-dúctil de direção NE-SW, em boa parte demarcadas por anomalias gravimétricas negativas (Castro et al., 2014), que demarcam forte deformação no Complexo Atuba, reativadas desde o Mesozoico até idades recentes (Salamuni et al., 2003).

O Terreno Luís Alves, que pode ser considerado um remanescente cratônico, está localizado a sul do Terreno Curitiba e a oeste do Terreno Paranaguá (Faleiros et al., 2011; Cury, 2009). É formado por gnaisses granulíticos (Complexo Serra Negra) de alto grau, maciços, de composição tonalítico-granodiorítica (Hartmann et al., 2000; Sato et al., 2003), com idades arqueanas (2720-2580 Ma, $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$) e paleoproterozoicas (2250-1850 Ma) (Faleiros et al., 2011). Migmatitos, granitos, rochas básicas e ultramáficas, gnaisses

calcissilicatados, kinzigitos, formações ferríferas e quartzitos ocorrem de forma subordinada. A foliação está na direção NW-SE e o metamorfismo é caracterizado por fácies granulito, tendo sido acrescido ao Craton Paranapanema durante o Neoproterozoico e é entendido como um terreno alóctone (Basei et al., 2009; Cury, 2009).

O Terreno Paranaguá está situado na região costeira, em partes de Santa Catarina, Paraná e São Paulo. Prolonga-se por uma faixa de 30 km de largura e 250 km de comprimento com faixa principal de direção NE-SW e balizado pelas Zonas de Cisalhamento Palmital, Alexandria, Serra Negra e Icapara (Cury, 2009). É constituído pelas suítes Morro Inglês, Rio do Poço e Canavieiras-Estrela. As rochas encaixantes são formadas por gnaisses e migmatitos (Complexo São Francisco do Sul) e por rochas metassedimentares (Sequência Rio das Cobras). As idades do magmatismo das suítes Morro Inglês, Rio do Poço e Canavieiras-Estrela estão no intervalo entre 600 a 580 Ma (Siga Junior, 1995; Cury, 2009).

MATERIAIS E MÉTODOS

A pesquisa foi desenvolvida por meio do levantamento e tratamento dos dados integrados em uma rotina de trabalho, de acordo com os métodos descritos a seguir, subdivididos em itens. Para o trabalho foi confeccionado um banco de dados contendo informações principalmente de artigos e mapas, mas também de dissertações, teses, livros e relatórios.

Os levantamentos foram realizados em escala de detalhe, conectado às questões regionais do Terreno Curitiba. As campanhas de campo buscaram a análise estrutural em escala mesoscópica, a classificação de feições estruturais dúcteis a partir de coleta e confecção de lâminas delgadas e, por fim, a análise da quantificação da deformação pelos métodos de Fry, Polar e R_f/ϕ . A seguir serão descritos os métodos mais importantes para a confecção do trabalho.

Análise estrutural

Para a análise estrutural foi observada a distribuição das relações de contato entre os corpos amostrados, as geometrias das foliações e lineações, a hierarquização dos elementos estruturais e a caracterização cinemática em lâminas delgadas na escala microscópica. Os critérios de análise descritiva e cinemática seguiram os conceitos de Ramsay (1980) e Fossen (2012). As estruturas lineares obedeceram a classificação sugerida por Twiss & Moores (2007). Os dados estruturais foram organizados em uma tabela Excel (Office®) e o tratamento estatístico dos dados foi realizado nos *softwares* Stereo 32 e GeotecStereo (Fronza et al., 2016). Para a análise estrutural das foliações, os intervalos foram agrupados estatisticamente em baixo ($0^\circ - 30^\circ$), médio ($31^\circ - 60^\circ$) e alto ângulo de mergulho ($61^\circ - 90^\circ$).

Quantificação da deformação

Amostras orientadas foram coletadas em campo e posteriormente foram definidos os cortes onde seriam confeccionadas as lâminas delgadas. Para a seleção das lâminas mais adequadas para a aplicação das técnicas foram utilizadas as descrições petrográfica e microestrutural. Foram analisados metatexitos estromáticos e granitoides, além de anfíbolitos e filonitos. As amostras foram coletadas nos domínios de feições de baixo a alto ângulo de mergulho a partir das foliações Sn-1 e Sn. Na quantificação finita foram utilizados como marcadores de deformação a distribuição dos grãos de quartzo ou feldspatos observados em fotomicrografias. Para caracterizar a deformação em termos de tipo e de intensidade, foram analisadas 60 lâminas delgadas, cortadas nos planos cinemáticos XZ e YZ. Também foram feitos cortes aleatórios para o cálculo do elipsoide. Os cristais de feldspatos ou quartzo foram

pontuados no método de Fry (Fry, 1979) e poligonizados nos métodos Rf/φ (Ramsay, 1967) e Polar (Elliott, 1970), com auxílio do *software* EllipseFit 3.3.0, levando-se em consideração que o método de Fry é sensível tanto à deformação intragranular como intergranular, enquanto os métodos Rf/φ e Polar apenas são sensíveis aos processos intragranulares (Ramsay e Huber, 1983; Elliott, 1970). Os cálculos desenvolvidos durante o trabalho foram realizados com o *software* EllipseFit 3.6.2 (Vollmer, 2017). A quantificação da deformação obedece a três etapas fundamentais: amostragem, processamento da fotomicrografia e determinação das elipses 2D em cada seção (Figura 3).

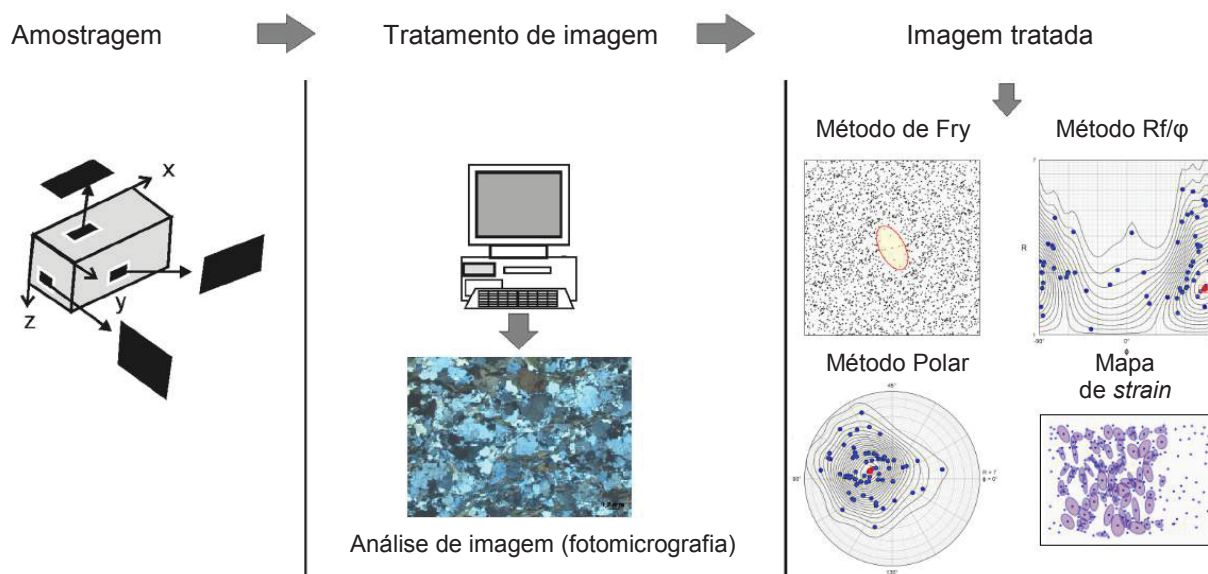


Figura 3: Aquisição da imagem, procedimentos e determinação dos métodos de quantificação da deformação.
Fonte: modificado de Rodrigues et al. (2009).

A pesquisa baseou-se em questões geológicas de trama e de deformação, determinando a tensão bidimensional e tridimensional utilizando fotografias orientadas. O EllipseFit foi executado em plataforma Windows e os arquivos foram salvos em formatos de planilha simples, compatíveis com *softwares* como o Microsoft Excel e o LibreOffice Calc.

Método de Fry

O método de Fry (1979) considera a distribuição dos centros dos marcadores (cristais de feldspato ou quartzo) e reflete a deformação total da amostra. O procedimento proporciona a análise qualitativa da taxa de deformação. O cálculo da deformação de uma amostra de pontos deve ser objetivo, não exigindo que um usuário determine subjetivamente a elipse de melhor ajuste. Os métodos atualmente implementados no EllipseFit são acessados por meio da interface *Fit Void*. Kumar et al. (2014) testaram seis desses métodos e concluíram que o *exponential edge detection* (Waldron & Wallace, 2007) é o menos afetado pelo grau de seleção, natureza ou a quantidade de distorção. Essa ferramenta não requer informações de forma da partícula, o que lhe dá vantagem em termos de velocidade de coleta de dados (Waldron & Wallace, 2007).

O método maximiza a função exponencial, calculada para todos os pontos no raio de pesquisa. Esse procedimento localiza a elipse que define a borda do vazio, procurando o gradiente de densidade mais acentuado. Os parâmetros são o raio longo da elipse, raio curto e orientação. O parâmetro k é definido por padrão como $k = 3$, conforme sugerido por Waldron & Wallace (2007).

Para utilização do método de Fry foi selecionada uma amostra com quantidade razoável de cristais de feldspatos ou quartzo, suficientes para utilização do método. Foram escolhidos pelo menos 60 centros de partículas, que é um número mínimo provável para análise (Shan & Xiao, 2011).

Para calcular o elipsoide de deformação foram utilizados os dados do método de Fry. Para tanto, foram confeccionadas três seções delgadas na mesma amostra. Os cálculos foram elaborados nas amostras Artecipe 1, Atuba 4, Central 7, Costa 10, Greca 13, Inecol 16, Leminski 19 e São Jorge 22. Os cortes foram realizados em médios e altos ângulos de mergulho. O método utilizado para o cálculo de elipsoides de trama foi o método de Shan (Shan, 2008), que reconhece que o menor autovetor da matriz de dados é a solução ótima. Para o cálculo de elipsoide utilizando o método de Shan, o *EllipseFit* determina os eixos principais do elipsoide como lineação de estiramento e suas orientações como direção e mergulho. Resíduos de desajuste são calculados para cada elipse da seção para auxiliar na detecção de erros, como seções incorretamente orientadas (Vollmer, 2017). As figuras geradas nesse processo foram os diagramas de Flinn, Nadai-Hsü e elipsoides de deformação.

Para as outras amostras que não utilizaram o cálculo do elipsoide de deformação, por possuírem apenas dois cortes (planos XZ e YZ), foram utilizadas o método de Hossack (1968), também disponibilizado no *software* *EllipseFit*. Nesse caso, também foram confeccionados os diagramas de Flinn e Nadai-Hsü.

Método Rf/φ e Método Polar

O método Rf/φ (Ramsay, 1967) é uma trama cartesiana de Rf ou mais comumente log natural Rf versus φ e, é amplamente utilizado na análise de deformação. Esse método é provavelmente mais reconhecido e usado do que o método polar de Elliott, mas tem mais distorção em baixas deformações (Vollmer, 2017) e analisa apenas os marcadores, sem considerar a matriz (Lislie, 1985).

O método Polar de Elliott (Elliott, 1970) é uma trama polar do log natural R versus 2φ e pode ser considerada uma projeção azimutal equidistante (Yamaji, 2008). Embora todas as projeções tenham distorção inerente, essa trama não distorce a magnitude da deformação radialmente e, portanto, geralmente fornece uma melhor representação dos dados do que o gráfico Rf/φ.

Para os métodos Rf/φ e Polar foram utilizados o comando Polígono no *software* *EllipseFit*, pelo qual uma partícula é convertida em polígono usando tantos pontos quanto necessários. Posteriormente o polígono é transformado em elipse, contendo área, centro de massa e inércia (Vollmer, 2017). Outra projeção desenvolvida nesta pesquisa empregando o *software* *EllipseFit* é o mapa de deformação (*strain map*). Os eixos dos elipsoides de deformação foram elaborados em diagramas de Schmidt no *software* *Orient* 3.10.

RESULTADOS

São apresentados os resultados da análise estrutural e quantificação da deformação das rochas do Complexo Atuba. A área de trabalho é formada por metatexitos estromáticos, gnaisses granulíticos, diatexitos *schollen*, anfibolitos, granitoides e filonitos. O neossoma residual mesocrático é caracterizado por anfibólio-biotita gnaiss mesocrático, cinzento, tonalítico, de granulação média a grossa. A primeira fase de migmatização pode ser correlata à foliação Sn-1. Apresenta leucossomas brancos, foliados, dobrados, centimétricos, granodioríticos a tonalíticos, paralelos à foliação ou bandamento principal. O melanosoma possui diopsídio, enstatita e granada. Pode ser observado nas pedreiras Paulo Leminski, Inecol, Artecipe e Central. O diopsídio ocorre de forma isolada, enquanto a enstatita e a

granada aparecem juntas. Também notam-se hornblenda e biotita de granulação fina. O melanossoma encontra-se nas bordas do leucossoma, com espessura milimétrica. A segunda fase pode ser correlacionada à foliação Sn. É formada por leucossomas róseos ou brancos, graníticos, milimétricos a métricos, maciços ou levemente foliados, concordantes com a foliação da rocha. Podem estar dobrados, *boudinados* e muitas vezes cortam o leucossoma da primeira fase. O melanossoma tem biotita e hornblenda. É milimétrico, cinza escuro e ocorre paralelamente ao leucossoma. A primeira fase é observada nas pedreiras Artecipec, Central, Greca e Inecol. Já a segunda fase ocorre com mais proeminência nas pedreiras Artecipec, Atuba, Costa, Inecol e São Jorge.

Estruturas

Aqui são analisadas as principais estruturas dúcteis presentes na área de estudo do Complexo Atuba, obtidas a partir de atitudes estruturais e descrição geométrica. Para tanto, foi necessário uma triagem dos dados de campo, a partir das medidas de foliação (Sn-1 e Sn), lineação de estiramento mineral, *boudins* e dobras. Os principais litotipos e estruturas são apresentados nas Figuras 4 e 5, respectivamente.

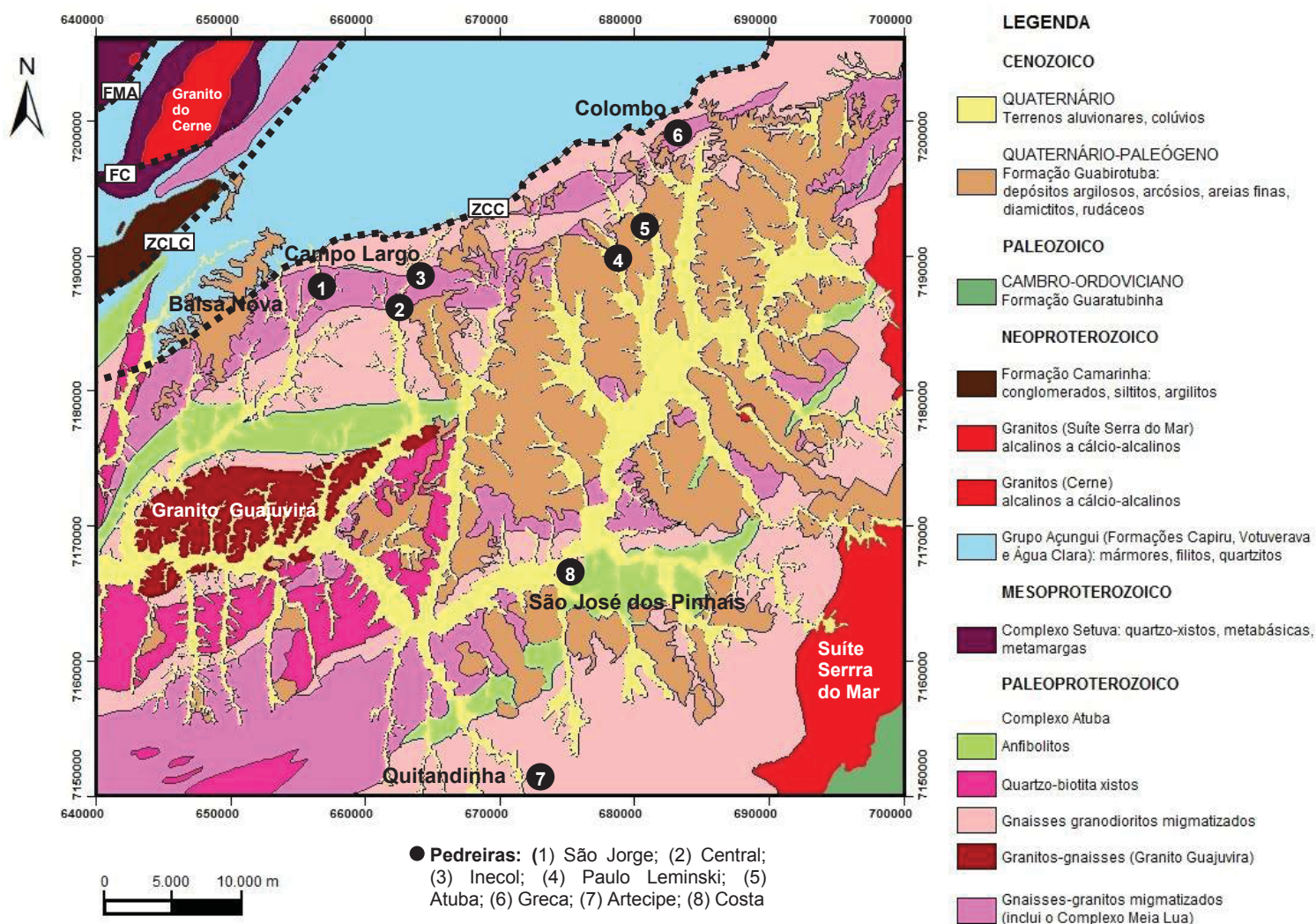


Figura 4: Mapa geológico simplificado da porção leste do Estado do Paraná, evidenciando o Complexo Atuba e arredores. Falhas e zonas de cisalhamento: FMA (Falha do Morro Agudo); FC (Falha do Cerne); ZCLC (Zona de Cisalhamento Lancinha-Cubatão); ZCC (Zona de Cisalhamento Curitiba). Fonte: modificado de Salamuni (1998).

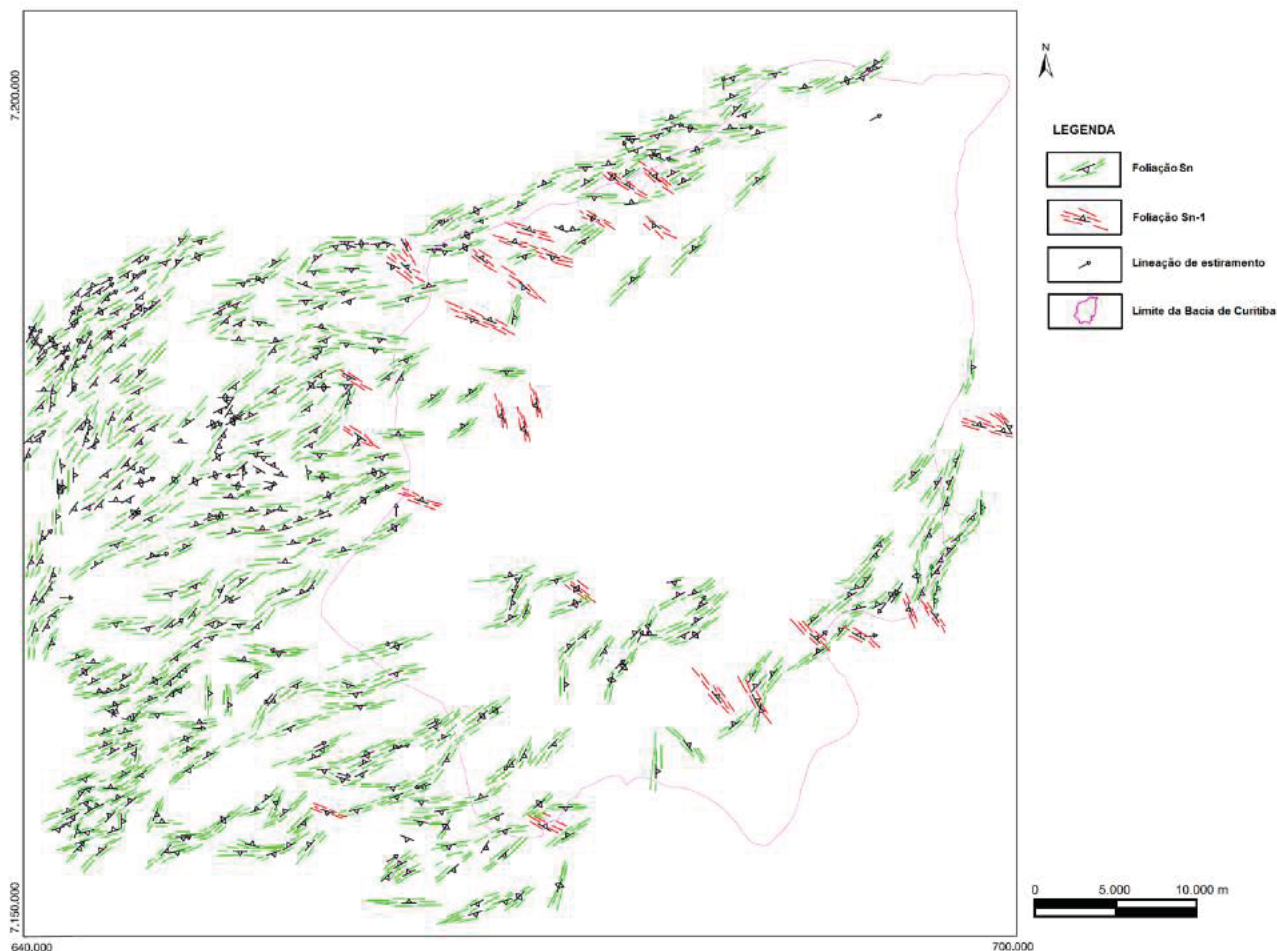


Figura 5: Trajetórias das foliações encontradas na área de trabalho. Fonte: modificado de Salamuni (1998).

Sn-1

Os metatextitos estromáticos são cinza médio, listrados, formados pela alternância entre o neossoma residual mesocrático tonalítico, leucossoma granodiorítico a tonalítico e melanossoma máfico.

A foliação Sn-1 (Figura 6A) está relacionada à tectônica de cavalgamento de baixo ângulo de mergulho (Dn-1), porém ocorre de forma rotacionada e até verticalizada em algumas regiões do Complexo Atuba, devido a dobramentos posteriores. É observada nas pedreiras Arceipe, Central, Greca, Inecol e Paulo Leminski. Também ocorre em cortes de estrada. O bandamento composicional caracteriza-se por bandas milimétricas a centimétricas, quartzo-feldspáticas, contínuas, sub-horizontais, não raramente irregulares, intercaladas com bandas milimétricas a centimétricas, de granulação fina a média, formadas por cristais de biotita e/ou anfíbólio.

Os cristais apresentam tamanho variável e limites lobados. Os grãos de quartzo exibem contatos irregulares, extinção ondulante, subgrãos, textura semelhante ao tabuleiro de xadrez (Figura 6B) e podem ser intersticiais. A andesina ou oligoclásio tem maclas deformacionais, *kink bands* e novos grãos. O microclínio mostra extinção ondulante e novos grãos.

A foliação Sn-1 possui direção geral NW-SE e mergulhos baixos a altos para SW ou NE (Figura 7A e B). A atitude mediana dos planos é N45W/55NE, porém os planos podem apresentar-se dobrados, com direção para NE-SW e mergulhos baixos a médios para SE. Ocorrem dispersões de polos nos quadrantes NE e SW, relacionados a dobras geradas por um evento de cisalhamento posterior. A superfície mostra caráter dúctil, heterogêneo,

anastomosado, penetrativo e descontínuo. Ocorre textura protomilonítica com moderada orientação dos minerais máficos. É definida pela recrystalização do quartzo e feldspatos, possuindo cristais com sombras de pressão, reorientação da biotita, estiramento ou achatamento mineral, estruturas S-C e dobras *shear-folds* assimétricas e centimétricas (Figura 8A), desenhadas pelo leucossoma. Pode exibir feição boudinada e sigmoidal.

Há dobras centimétricas a métricas, intrafoliares, assimétricas (Figura 8B), inclinadas, heterogêneas, com ângulo interflancos variando entre aberta e fechada. Podem estar cortadas obliquamente pelo neossoma. Tanto o leucossoma quanto o neossoma residual mesocrático estão dobrados. Os eixos têm direção média N25/20, e N160/30 e N215/15. Pode haver dobras ptigmáticas, dobras em bainha (Figura 8C) e dobras de fluxo. Encontram-se evidências de redobramento na pedra Incol (Figura 8D) e Artecipe, do tipo 3 de Ramsay (1967). A lineação de estiramento mineral tem orientação N80/45 e N130/20. Pode ser caracterizada pelo estiramento de biotita e feldspatos (Figura 9).

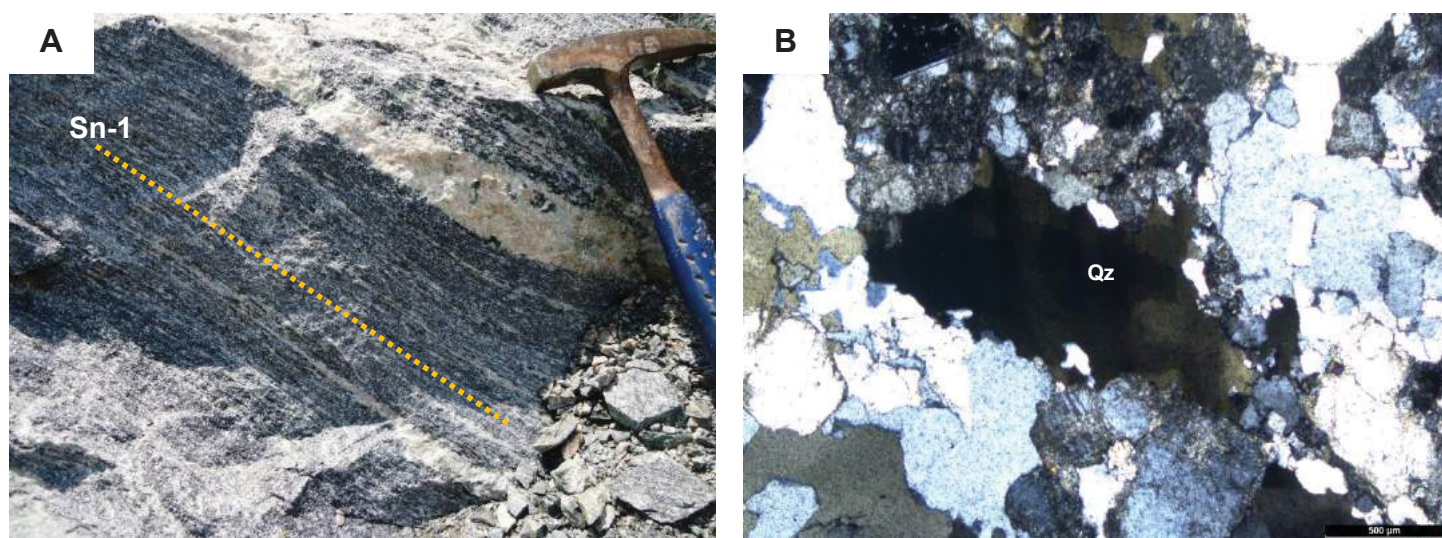


Figura 6: (A) Aspecto macroscópico da foliação Sn-1, caracterizada pela orientação de biotita e estiramento do feldspato. A orientação é N50W/45NE. Local: pedra Incol. (B) Quartzo com textura em tabuleiro de xadrez (polarizadores cruzados). Local: pedra Artecipe. LEGENDA: Qz – quartzo.

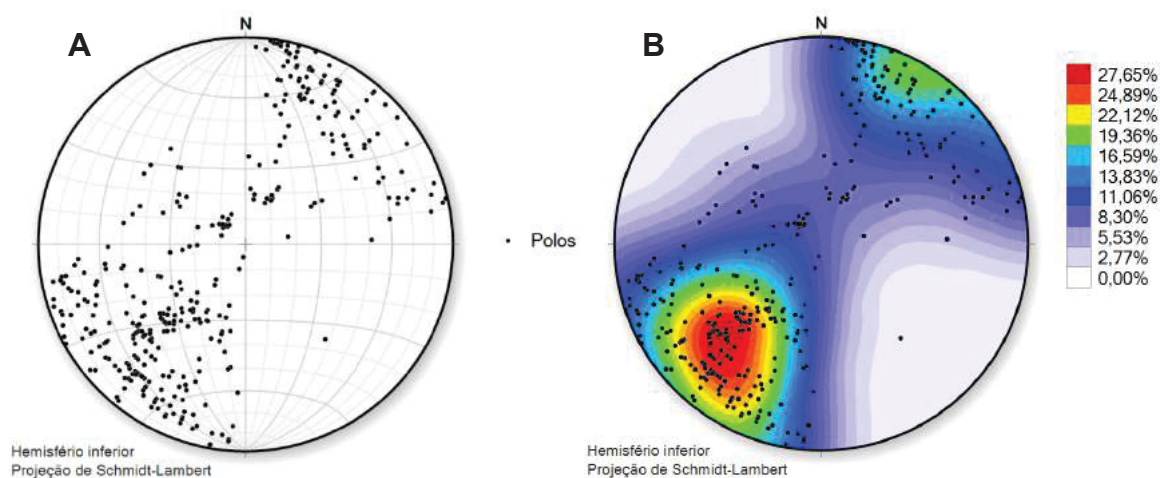


Figura 7: Diagramas estruturais da foliação Sn-1. (A) Representação dos polos. (B) Diagrama de contorno de polos máximos. Schmidt-Lambert, hemisfério inferior. N = 331.

Por meio de indicadores cinemáticos de escala macroscópica e microscópica como dobras assimétricas, zonas de cisalhamento, porfiroclastos de oligoclásio assimétricos (Figura 10A) e *boudins* (Figura 10B), juntamente com as relações da foliação Sn-1, foi possível identificar o

sentido de movimento de topo para WSW ou SW. Porém, existem zonas de cisalhamento que exibem cinemática de topo para NE.

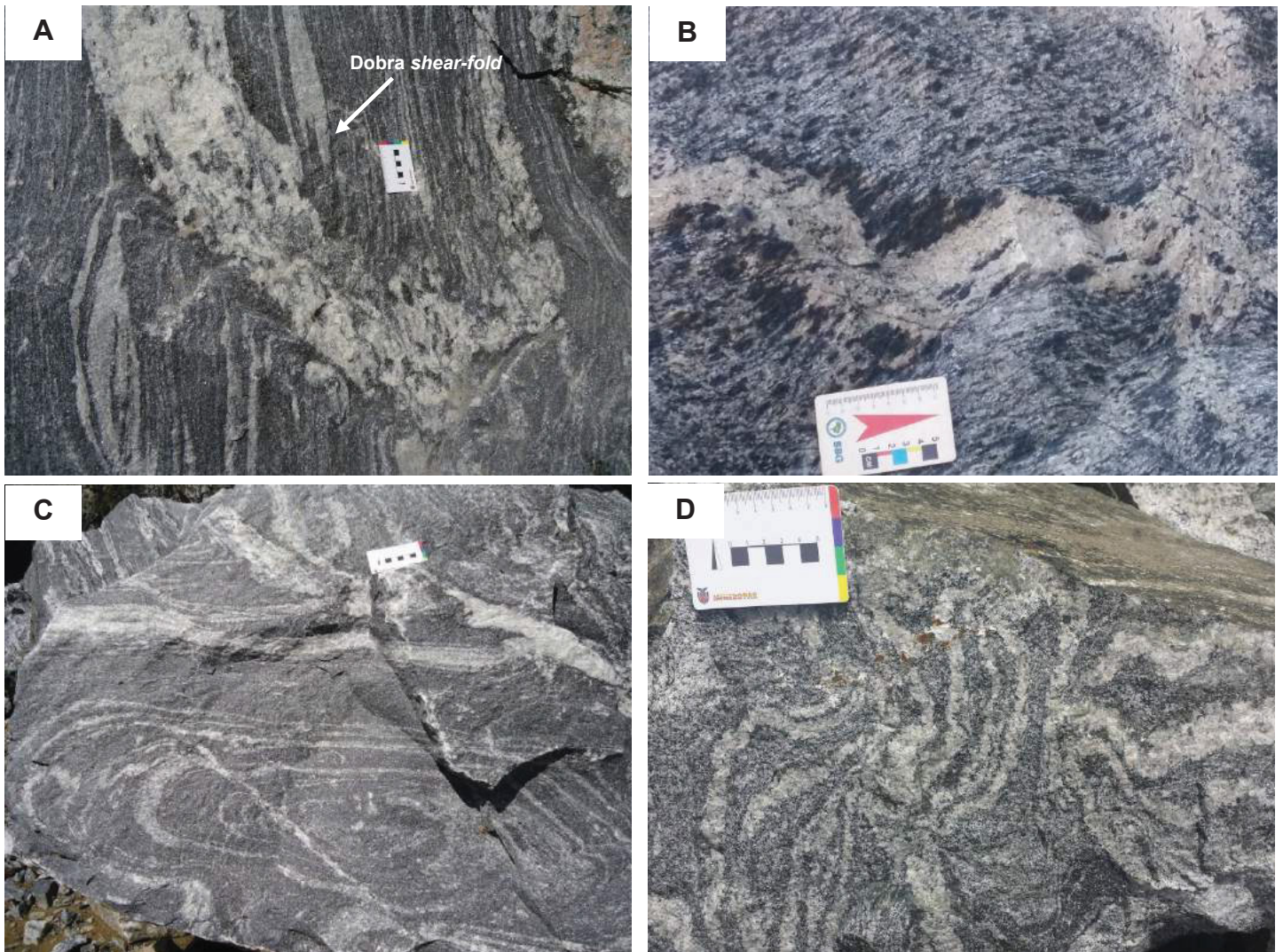


Figura 8: (A) Dobras *shear-folds* definida pelo leucossoma e o melanossoma com flanco rompido, em forma de cabo de guarda-chuva. Local: pedreira Artecipe. (B) Dobras assimétricas, cortadas pelo neossoma quartzo-feldspático. Local: pedreira Central. (C) Dobras em bainha. Local: pedreira Artecipe. (D) Redobramento de interferência do tipo 3, formando padrão em laço ou em chama. Local: pedreira Inecol.

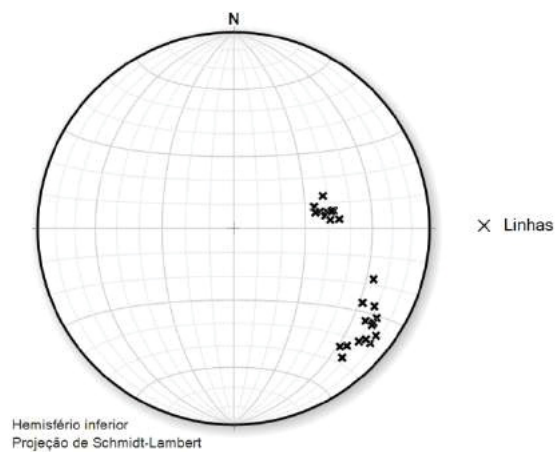


Figura 9: Estereograma de lineações de estiramento mineral para a foliação Sn-1. Schmidt-Lambert, hemisfério inferior. N = 24.

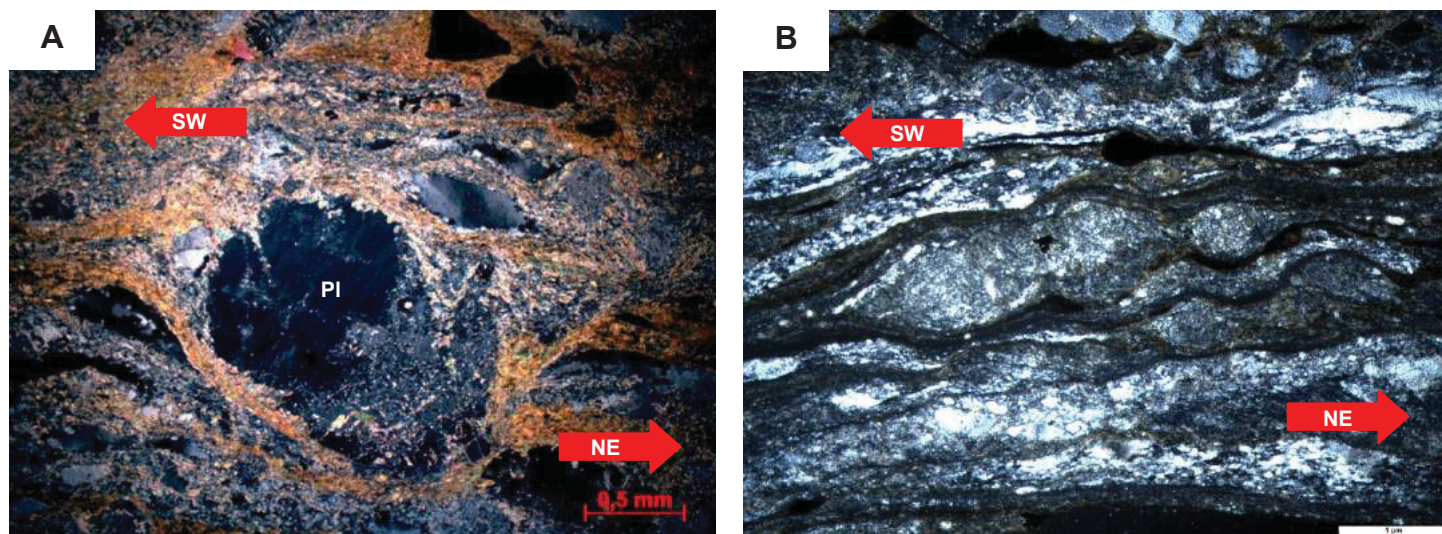


Figura 10: (A) Porfiroclasto de oligoclásio com sombras de pressão, indicando movimentação de topo para SW (polarizadores cruzados). Local: pedreira Greca. (B) *Boudins* milimétricos, assimétricos, sugerindo transporte de topo para SW (polarizadores cruzados). Local: pedreira Greca. LEGENDA: PI – plagioclásio.

Sn

A foliação Sn encontra-se nas pedreiras Artেকে, Atuba, Costa, Greca e São Jorge (Figura 11A). Também pode ser observada em cortes de estrada. Foi desenvolvida pela tectônica transpressiva (Dn) particionada. É paralela ou sub-paralela ao bandamento composicional mesocrático e, eventualmente, se apresenta dobrada. Estruturalmente, a foliação Sn corresponde a uma superfície de transposição (Figura 11B) e obliteramento parcial do bandamento composicional do neossoma residual mesocrático. Mostra feldspatos rotacionados, sigmoides, recristalização mineral moderada, estiramento, par S-C, reorientação dos minerais micáceos e quartzo-feldspáticos, estruturas de boudinagem e dobras macroscópicas, além de protomilonitos, milonitos e ultramilonitos, segundo a classificação de Sibson (1977). A foliação em geral possui geometria planar a ondulada, contínua, irregular, heterogênea, com espaçamento milimétrico a métrico e caráter penetrativo na escala mesoscópica. Localmente encontra-se anastomosada ou com formato lenticular. Tem direções variáveis entre N5E a N88E e mergulhos baixos a altos para NW ou SE (Figura 12A e B). A atitude mediana dos planos é N45E/85NW.

Os cristais de oligoclásio mostram microfraturas, extinção ondulante, maclas deformacionais, rara geminação do tipo albita-periclina e novos grãos. Os cristais de microclínio são caracterizados por microfraturas, extinção ondulante, subgrãos e novos grãos (Figura 13A). Os cristais de hornblenda podem mostrar geminação simples, microfraturas e extinção ondulante. Os cristais de quartzo apresentam contatos irregulares, *ribbons*, extinção ondulante, bandas de deformação e subgrãos. Os cristais de biotita estão fortemente orientados, com contatos retilíneos. Mostram extinção ondulante e ocorrem em níveis máficos intercalados com níveis quartzo-feldspáticos. Os cristais de clorita e epidoto são minerais secundários e exibem orientação junto à biotita (Figura 13B), extinção ondulante, microfraturas e clivagem encurvada. Provavelmente são produto da alteração da hornblenda.

As dobras mostram flancos com atitudes médias em torno de N25E/45SE e N35E/60NW. O valor do mergulho dos eixos é baixo (entre 5° e 20°) e a vergência, em geral, é para SE. As rochas apresentam dobras *shear-folds*, dobras em bainha, dobras ptigmáticas e dobras em cúspide.

Os *boudins* (Figura 13D) são assimétricos e arredondados. Estão situados na porção leucocrática, branca ou rósea, formada por quartzo e feldspatos. O comprimento de onda é de

10 cm a 1 m e a largura varia de 5 cm a 1 m. Muitos dos domínios estromáticos podem exibir estruturas *pinch-and-swell*.

Os indicadores cinemáticos, como sigmoides de feldspatos (Figura 13E), foliação oblíqua, sombras de pressão, agregados quartzo-feldspáticos e estruturas S-C (Figura 13F), indicam movimentação sinistral. As lineações de estiramento mineral incluem feldspatos estirados, porfiroclastos de plagioclásio e minerais micáceos orientados. Apresentam atitudes gerais N25/24, N40/04, N40/20, N54/5, N230/10 e 326/72.

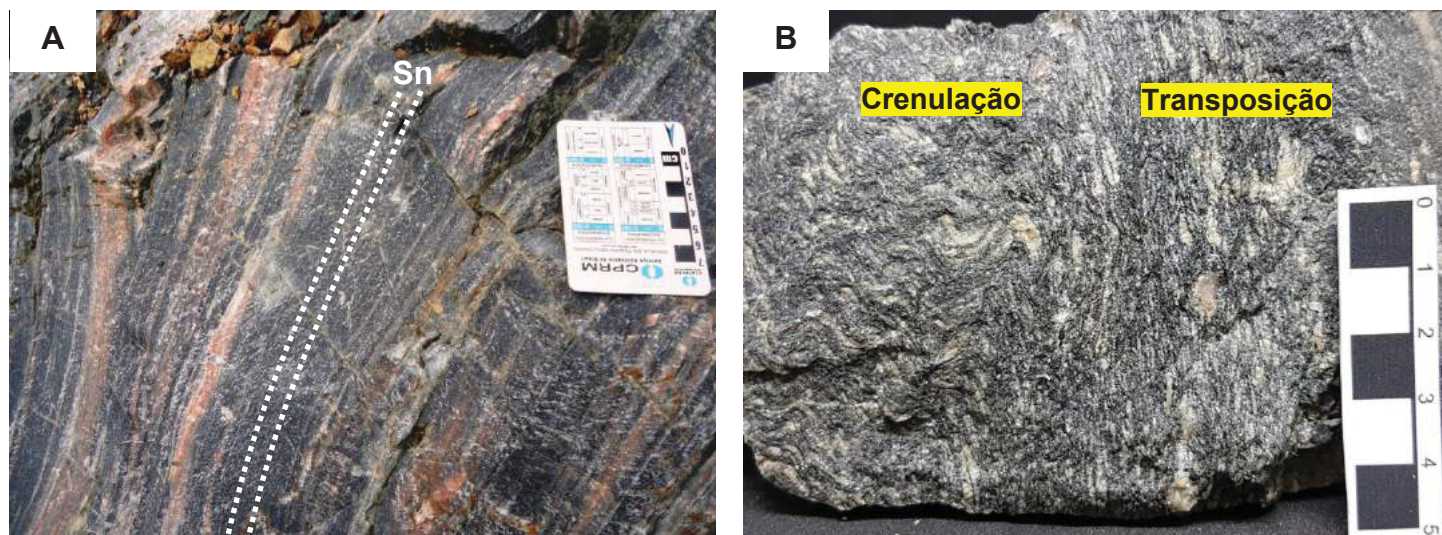


Figura 11: (A) Foliação Sn caracterizada pela orientação de faixas regulares compostas por leucossoma róseo e melanossoma cinza escuro. Ocorre estiramento de feldspatos e níveis orientados e anastomosados de biotita e epidoto. Local: pedraeira São Jorge. (B) Foliação de baixo ângulo transposta pela foliação Sn de alto ângulo de mergulho. Local: pedraeira São Jorge.

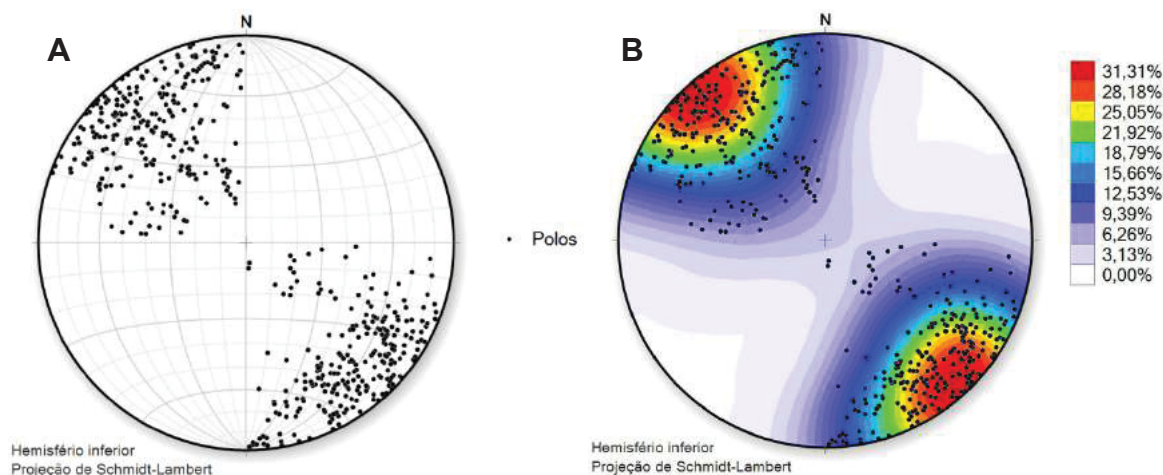


Figura 12. Diagramas estruturais da foliação Sn. (A) Representação dos polos. (B) Diagrama de contorno de polos máximos. Schmidt-Lambert, hemisfério inferior. N = 594.

Há veios de quartzo de cor branca, pouco a fortemente fraturados, com espessura de 0,1 a 30 cm. Ocorrem paralelos à foliação Sn dos metatexitos estromáticos. Podem estar foliados, boudinados e dobrados. Ocorrem nas pedreiras Costa, Atuba, Incol e São Jorge. Os cristais de quartzo são finos a médios (0,2 a 2 mm), anédricos granulares, com contatos serrilhados e curvos. Apresentam subgrãos, estiramento e extinção ondulante.

Os veios de epidoto estão dispostos paralelamente ou discordantes ao bandamento composicional dos migmatitos. Tem cor verde e espessura centimétrica (até 3 cm). Ocorrem nas pedreiras Central, São Jorge e Costa.

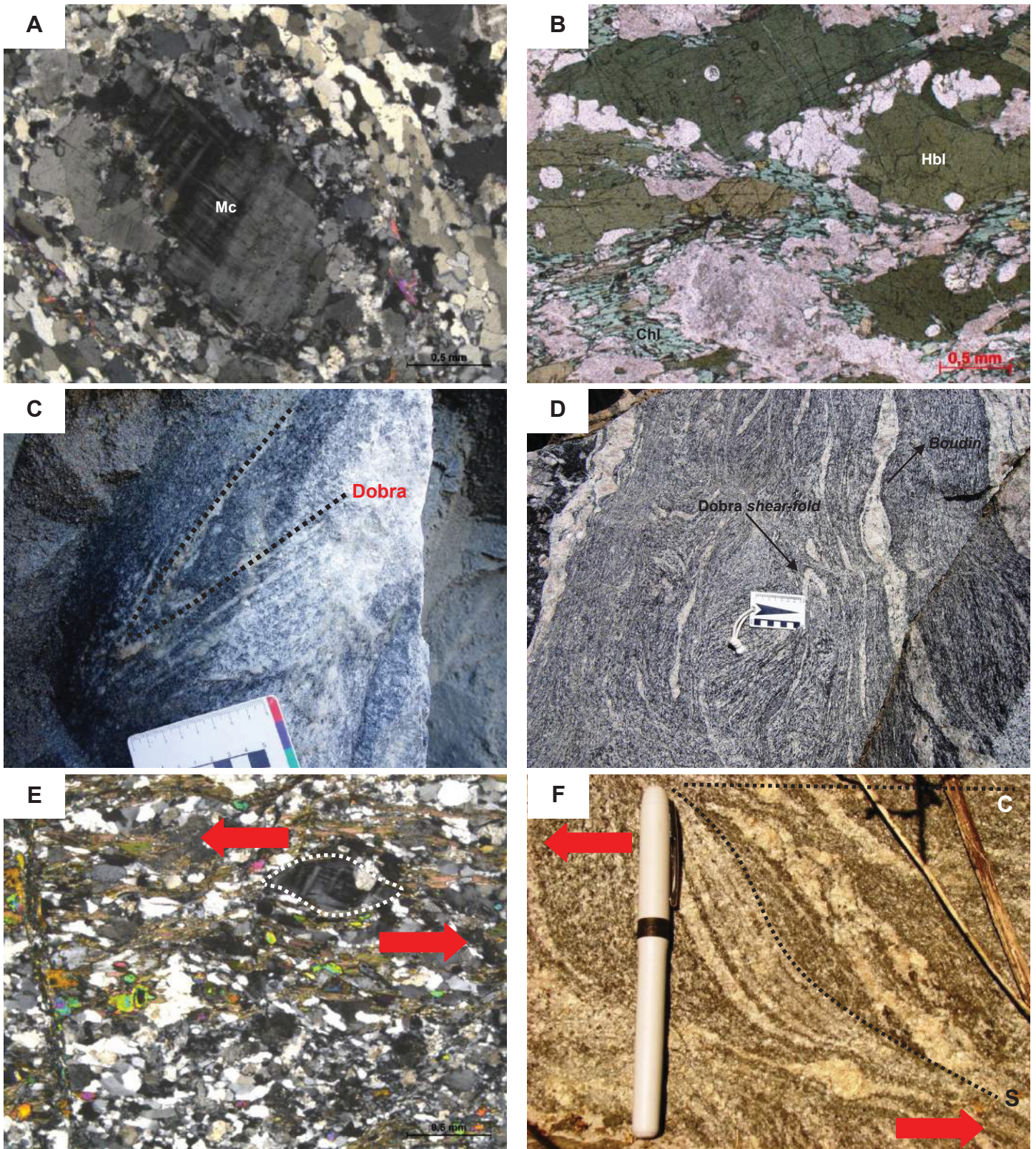


Figura 13: (A) Cristal de microclínio com geração de novos grãos finos por *bulging* nas bordas (luz com polarizadores cruzados). Local: pedra São Jorge. (B) Cristais de clorita e hornblenda fortemente orientados (luz com polarizadores cruzados). Local: pedra Costa. (C) Aspecto macroscópico das dobras intrafoliares centimétricas. Local: pedra Costa. (D) *Boudins* em nível leucocrático e dobras *shear-folds* centimétricas. Local: pedra Atuba. (E) Sigmoide sinistral de feldspato em metatexito estromático. (F) Par S-C com orientação sinistral para a foliação S_n. LEGENDA: Mc – microclínio. Hbl – hornblenda. Chl – clorita.

Quantificação da deformação

A quantificação da deformação foi estudada em 26 rochas. As amostras 1, 7, 8, 9, 13, 14, 15, 18 e 19 são caracterizadas pela foliação (Sn-1). O grupo formado pelas amostras 2, 3, 4, 5, 6, 10, 11, 12, 16, 17, 20, 21, 22, 23, 24, 25 e 26 correspondem à foliação (Sn) (Figura 1). Nas amostras 13, 14, 20, 21, 22, 24, 25 e 26 foi utilizado o quartzo como marcador da deformação, enquanto que nas demais foram utilizados os cristais de feldspatos.

Método de Fry

A análise pelo método de Fry foi realizada em metatextitos estromáticos representativos e rochas associadas, com foliação caracterizada pela orientação moderada de feldspatos, hornblenda e biotita. A lineação mineral é definida pelo alinhamento dos feldspatos ou biotita. Em seção delgada, a rocha apresenta-se moderadamente deformada. Os gráficos de Fry que possuem elipses azul e vermelha em conjunto utilizaram o método *exponential edge detection*. A elipse azul é a solução inicial estimada automaticamente escolhida utilizando o botão *Set* no *EllipseFit*, enquanto a vermelha define a melhor elipse de ajuste do vazio.

Os valores gerais (foliações Sn-1 e Sn) da razão de deformação (R) obtidos nas amostras para os cristais de quartzo variam entre 4,984 a 1,864 no plano XZ e 2,567 a 1,217 no corte YZ (Tabela 1). Os valores de R observados para os feldspatos são 2,959 a 1,103 (plano XZ) e 1,894 a 1,035 (plano YZ). Para a foliação Sn-1 os valores da razão de deformação do quartzo foram 3,476 a 3,463 (XZ) e 2,094 a 1,900 (YZ). Os valores de R para os feldspatos foram 2,913 a 1,103 (XZ) e 1,643 a 1,035 (YZ). Para a foliação Sn os valores de R dos feldspatos foram 2,959 a 1,584 (XZ) e 1,894 a 1,212 (YZ). Os marcadores de quartzo mostram taxas mais altas de R, retratando maior grau de achatamento. Os diagramas do método de Fry para as amostras analisadas podem ser visualizados na Figura 14, cujos resultados mostram um vazio central elíptico, sugerindo a existência de deformação. O número de pontos contíguos ao vazio é alto, havendo, desta forma, baixa probabilidade de erro (Crespi, 1986).

Método Polar

Os números totais da razão de deformação (R) para o quartzo oscilam entre 2,198 e 1,372 nos planos de cortes XZ e, entre 1,812 e 1,057 nos planos de corte YZ (Tabela 2). Para os feldspatos, os resultados obtidos da razão de deformação (R) total variam entre 1,998 a 1,081 (plano XZ) e 1,627 a 1,007 (plano YZ). Os valores de R para a foliação Sn-1, tendo como marcador o quartzo, variam entre 2,044 e 1,446 (plano XZ) e entre 1,301 e 1,244 (plano YZ). Para os feldspatos os resultados obtidos variam entre 1,693 a 1,081 (plano XZ) e 1,627 a 1,016 (plano YZ). Para a foliação Sn o quartzo teve valores da razão de deformação entre 2,198 a 1,372 (plano XZ) e 1,812 a 1,057. Os feldspatos obtiveram números entre 1,998 a 1,101 (plano XZ) e 1,588 a 1,007 (plano YZ).

Os gráficos do método Polar de Elliott podem ser visualizados na Figura 15. Na maioria dos diagramas os resultados encontram-se pouco dispersos em torno da média, indicada como um círculo vermelho. Observa-se um agrupamento de dados maior no corte XZ do que no corte YZ, sugerindo uma maior confiança na média no plano XZ. Os dados foram contornados em 25% da distribuição de densidade.

Método R_f/ϕ

Os valores do método R_f/ϕ podem ser visualizados na Tabela 3 e os diagramas na Figura 16. As medidas foram contornadas em 25% de distribuição de densidade e encontram-se

moderadamente dispersas em todos os diagramas. Podem refletir alguma concentração em torno da média (círculo vermelho). Os gráficos Rf/ϕ mostram, no geral, uma distribuição em curva. A concentração dos dados das amostras 2a, 14a, 21a, 22a, 24a, 24b, 26a e 26b se assemelham a uma forma em gota.

Tabela 1: Parâmetros de deformação obtidos pelo método de Fry. LEGENDA: N: número de medidas. A: raio máximo da elipse. B: raio mínimo da elipse. R: razão da elipse = a/b. ϕ : orientação do maior eixo da elipse.

Amostra	Artceipe 1a	Artceipe 1b	Artceipe 1c	Artceipe 2a	Artceipe 2b	Artceipe 3a	Artceipe 3b
N	71	62	60	297	235	60	70
A	88,718	101,908	60,264	27,160	26,511	0,903	0,923
B	42,121	49,731	36,684	13,238	15,165	0,497	0,641
R	2,106	2,049	1,643	2,052	1,748	1,814	1,441
Φ	88,15°	104,65°	137,95°	143,85°	53,83°	61,90°	51,86°
Amostra	Atuba 4a	Atuba 4b	Atuba 4c	Atuba 5a	Atuba 5b	Atuba 6a	Atuba 6b
N	50	102	51	180	128	60	60
A	121,543	45,982	56,265	46,004	32,281	0,889	0,899
B	76,718	29,707	38,839	25,023	17,847	0,502	0,592
R	1,584	1,548	1,449	1,838	1,809	1,770	1,517
Φ	8,39°	126,33°	144,01°	13,21°	37,98°	2,92°	4,13°
Amostra	Central 7a	Central 7b	Central 7c	Central 8a	Central 8b	Central 9a	Central 9b
N	66	69	55	90	104	60	61
A	75,870	34,266	103,000	56,160	44,311	0,642	0,584
B	26,045	23,767	90,338	31,371	32,188	0,582	0,565
R	2,913	1,442	1,140	1,790	1,377	1,103	1,035
Φ	14,51°	157,59°	45,40°	39,94°	47,33°	179,87°	146,62°
Amostra	Costa 10a	Costa 10b	Costa 10c	Costa 11a	Costa 11b	Costa 12a	Costa 12b
N	65	60	80	60	62	61	61
A	91,090	96,554	49,462	59,005	48,956	54,519	41,530
B	42,920	51,753	26,803	26,541	37,186	31,549	34,268
R	2,122	1,866	1,845	2,223	1,317	1,728	1,212
Φ	160,07°	32,23°	133,16°	141,18°	36,62°	19,89°	171,00°
Amostra	Greca 13a	Greca 13b	Greca 13c	Greca 14a	Greca 14b	Inecol 15a	Inecol 15b
N	122	100	60	237	74	109	225
A	60,897	36,385	53,742	30,362	17,391	66,774	30,001
B	17,520	17,378	28,288	8,768	8,307	37,633	21,942
R	3,476	2,094	1,900	3,463	2,094	1,774	1,367
Φ	89,91°	146,07°	118,65°	24,01°	5,68°	118,81°	111,03°
Amostra	Inecol 16a	Inecol 16b	Inecol 16c	Inecol 17a	Inecol 17b	Leminski 18a	Leminski 18b
N	62	75	72	110	143	36	41
A	112,814	68,414	75,306	63,408	47,669	95,713	108,817
B	65,821	40,455	50,733	32,818	27,946	55,541	67,750
R	1,714	1,691	1,484	1,932	1,706	1,723	1,606
Φ	140,77°	41,34°	178,38°	127,69°	145,95°	8,73°	90,82°
Amostra	Leminski 19a	Leminski 19b	Leminski 19c	S. Jorge 20a	S. Jorge 20b	S. Jorge 21a	S. Jorge 21b
N	79	62	60	504	379	285	317
A	45,064	35,611	27,678	45,931	52,076	33,036	31,202
B	20,235	23,901	19,734	24,639	30,550	16,609	15,903
R	2,227	1,490	1,403	1,864	1,705	1,989	1,962
Φ	173,53°	37,42°	141,94°	41,80°	24,88°	83,48°	25,55°
Amostra	S. Jorge 22a	S. Jorge 22b	S. Jorge 22c	Anfibolito 23a	Anfibolito 23b	Filonito 24a	Filonito 24b
N	126	172	144	92	105	116	80
A	47,138	44,160	42,642	84,394	58,578	1,233	1,245
B	22,991	26,130	35,048	28,525	30,926	0,612	0,624
R	2,050	1,690	1,217	2,959	1,894	2,014	1,996
Φ	30,74°	92,03°	15,47°	13,90°	132,37°	122,03°	71,51°
Amostra	Filonito 25a	Filonito 25b	Filonito 26a	Filonito 26b			
N	60	64	62	175			
A	3,453	1,612	1,024	1,092			
B	0,693	0,628	0,429	0,556			
R	4,984	2,567	2,388	1,965			
Φ	62,02°	170,35°	25,88°	39,08°			

Amostras em preto: foliação Sn-1
Amostras em vermelho: foliação Sn

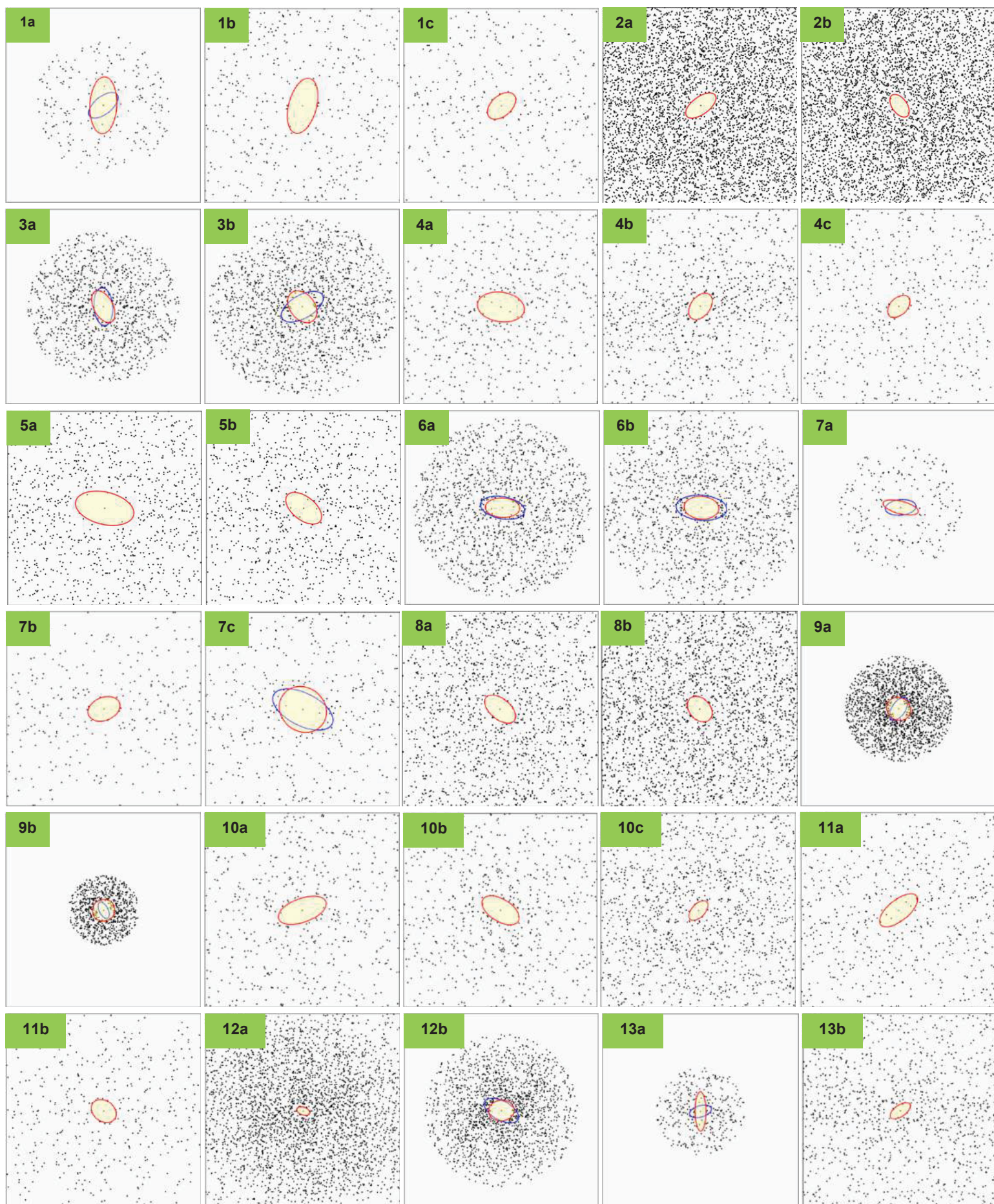


Figura 14: Método de Fry aplicado às rochas do Complexo Atuba, continuação...

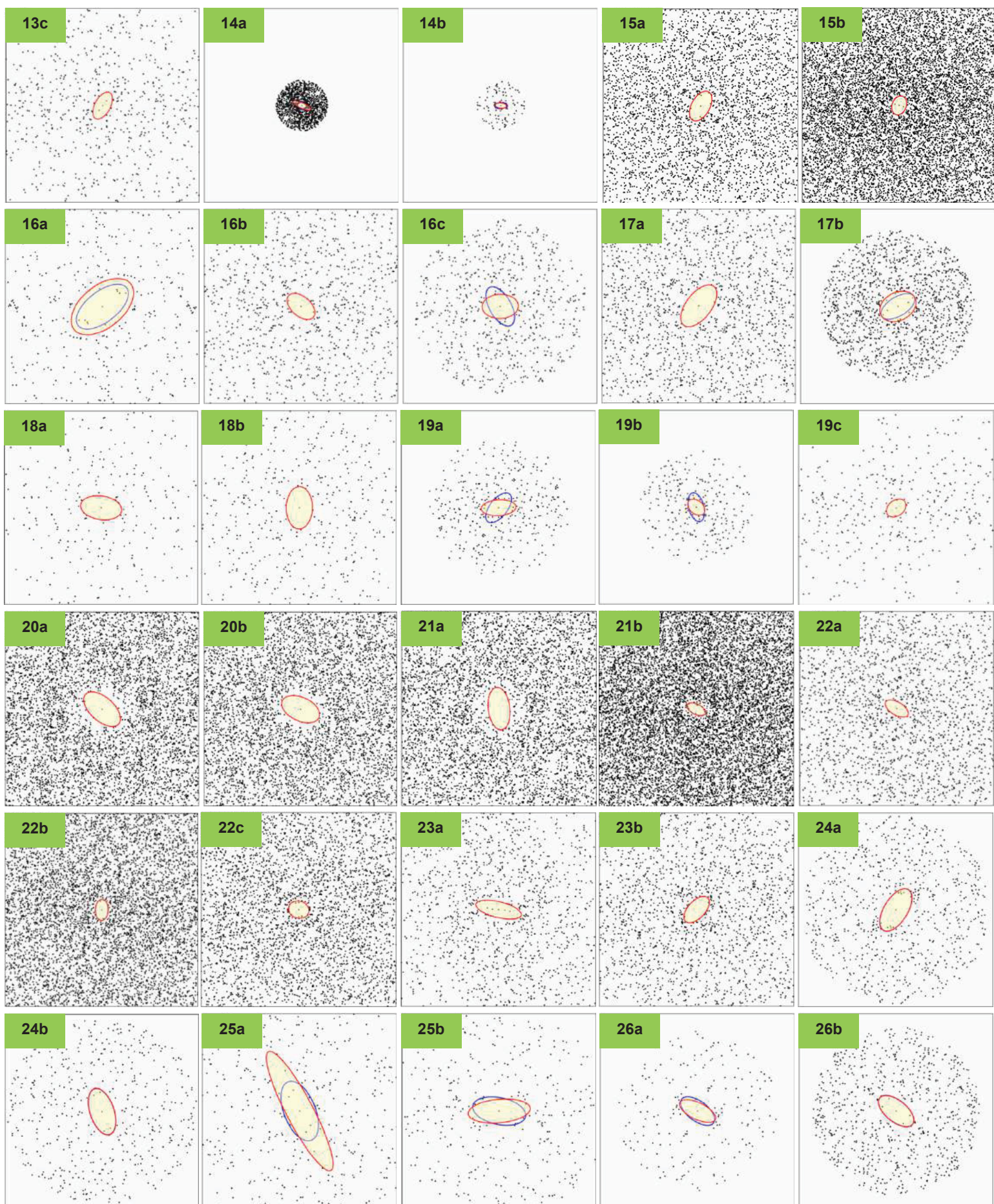


Figura 14: Método de Fry aplicado às rochas do Complexo Atuba.

Tabela 2: Parâmetros de deformação obtidos pelo método Polar. LEGENDA: N: número de medidas. R: razão da elipse = a/b . ϕ : orientação do maior eixo da elipse.

Amostra	Artecipe 1a	Artecipe 1b	Artecipe 1c	Artecipe 2a	Artecipe 2b	Artecipe 3a	Artecipe 3b
N	132	124	121	69	84	60	70
R	1,240	1,203	1,155	1,998	1,588	1,494	1,325
Φ	41,66°	164,03°	11,22°	106,64°	81,28°	44,48°	19,26°
Amostra	Atuba 4a	Atuba 4b	Atuba 4c	Atuba 5a	Atuba 5b	Atuba 6a	Atuba 6b
N	121	130	93	73	62	60	60
R	1,268	1,167	1,077	1,362	1,354	1,316	1,148
Φ	152,63°	153,84°	38,79°	84,26°	73,90°	152,59°	149,07°
Amostra	Central 7a	Central 7b	Central 7c	Central 8a	Central 8b	Central 9a	Central 9b
N	127	132	109	71	77	76	61
R	1,320	1,094	1,086	1,462	1,263	1,225	1,193
Φ	177,35°	128,50°	3,83°	74,93°	65,38°	59,71°	70,14°
Amostra	Costa 10a	Costa 10b	Costa 10c	Costa 11a	Costa 11b	Costa 12a	Costa 12b
N	127	114	142	111	123	61	61
R	1,281	1,178	1,113	1,101	1,007	1,363	1,355
Φ	3,63°	20,17°	148,02°	179,39°	123,44°	174,41°	163,46°
Amostra	Greca 13a	Greca 13b	Greca 13c	Greca 14a	Greca 14b	Inecol 15a	Inecol 15b
N	173	165	111	60	43	63	82
R	1,446	1,263	1,244	2,044	1,301	1,693	1,627
Φ	175,34°	9,31°	173,97°	4,48°	140,28°	101,11°	110,01°
Amostra	Inecol 16a	Inecol 16b	Inecol 16c	Inecol 17a	Inecol 17b	Leminski 18a	Leminski 18b
N	118	154	140	161	211	69	80
R	1,347	1,187	1,181	1,131	1,129	1,081	1,074
Φ	4,09°	177,18°	7,57°	13,99°	156,56°	111,09°	140,14°
Amostra	Leminski 19a	Leminski 19b	Leminski 19c	S. Jorge 20a	S. Jorge 20b	S. Jorge 21a	S. Jorge 21b
N	140	112	101	81	61	72	77
R	1,237	1,116	1,016	1,690	1,588	1,695	1,435
Φ	1,34°	90,88°	151,87°	63,52°	69,35°	76,53°	62,32°
Amostra	S. Jorge 22a	S. Jorge 22b	S. Jorge 22c	Anfibolito 23a	Anfibolito 23b	Filonito 24a	Filonito 24b
N	211	240	218	156	176	116	80
R	1,487	1,184	1,057	1,250	1,249	1,922	1,587
Φ	3,34°	11,31°	176,29°	6,24°	68,73°	144,77°	33,35°
Amostra	Filonito 25a	Filonito 25b	Filonito 26a	Filonito 26b	Amostras em preto: foliação Sn-1 Amostras em vermelho: foliação Sn		
N	60	64	62	175			
R	1,372	1,264	2,198	1,812			
Φ	3,08°	11,70°	4,09°	3,31°			

Os valores gerais da razão de deformação (R) para os feldspatos variam entre 2,368 a 1,622 nos planos XZ e entre 2,029 a 1,560 nos cortes YZ. Os números de R para os cristais de quartzo oscilam entre 2,458 a 1,635 (XZ) e entre 2,051 a 1,532 (YZ). A foliação Sn-1 apresenta valores de R para o quartzo entre 2,458 a 2,027 (XZ) e 2,016 a 1,818. Os valores de R obtidos para os feldspatos estão entre 2,132 a 1,685 (XZ) e 2,005 a 1,560 (YZ). Os cristais de quartzo na foliação Sn apresentam razões de deformação entre 2,390 a 1,635 (XZ) e 2,051 a 1,532 (YZ). Já os feldspatos têm razões que variam de 2,368 a 1,622 (XZ) e de 2,029 a 1,561 (YZ). O método Rf/ϕ apresenta resultados analíticos similares aos dos métodos de Fry e Polar. Os valores dos dados (pontos azuis) do método Rf/ϕ diferem do método Polar nos valores de ϕ , porém a média e o R observados nas amostras são praticamente os mesmos.

Mapas de deformação (strain maps)

O mapa de deformação exibe os dados como elipses de deformação ou eixos de partículas. As plotagens expressam os pontos e elipses desenhadas nas fotomicrografias analisadas durante o trabalho de análise estrutural (Figura 17). Os pontos azuis estão relacionados ao método de Fry e as elipses aos métodos Polar e Rf/ϕ . As imagens obtidas caracterizam-se por elipses distribuídas em várias direções e sentidos, com predomínio de elipses na direção NW-SE ou NE-SW, tanto nos planos XZ quanto nos planos YZ. O arranjo dos dados é heterogêneo, podendo apresentar menor concentração de pontos e elipses na porção direita das figuras. As elipses podem ser de diversos tamanhos e formas (ovais, circulares, etc).

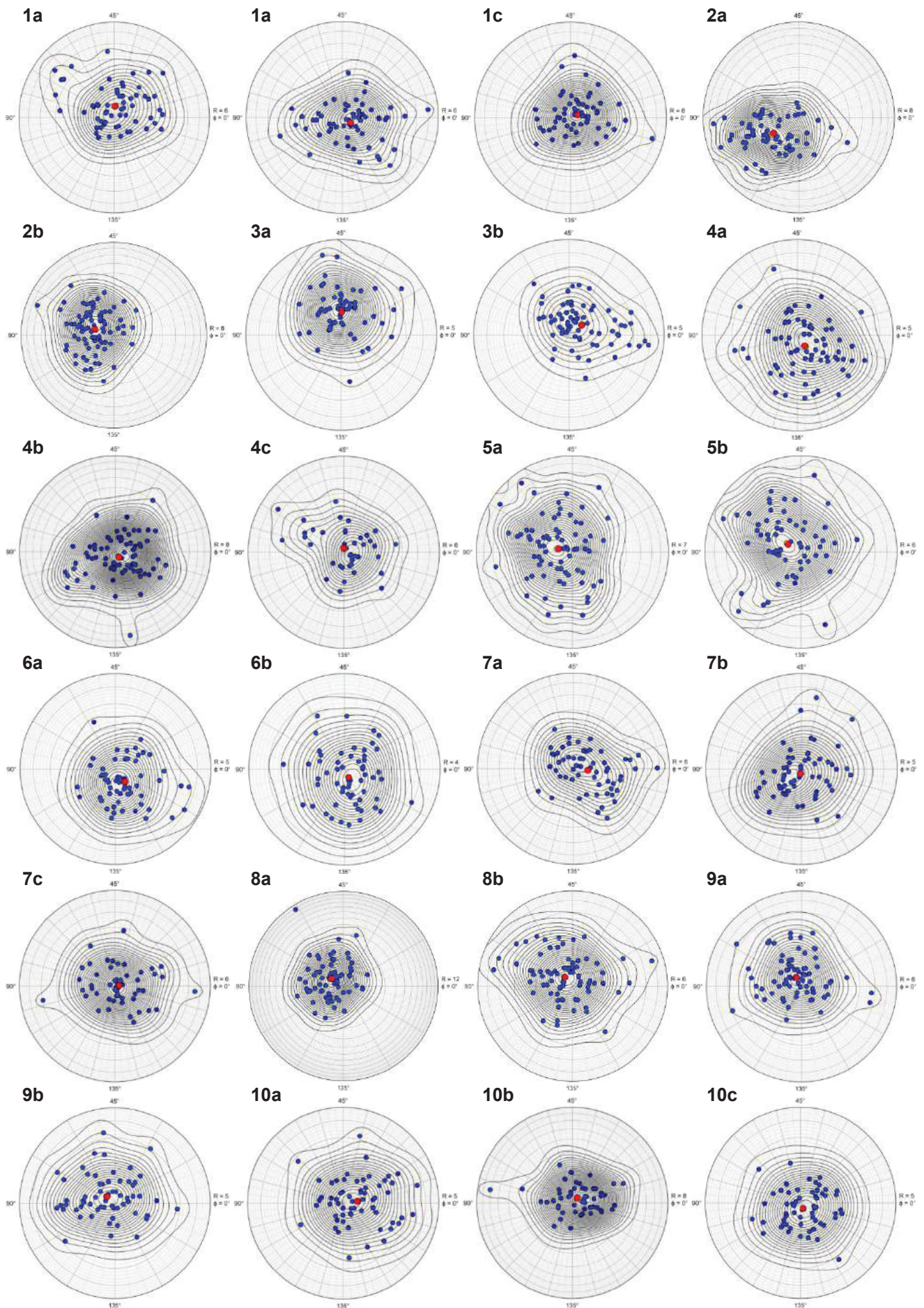


Figura 15: Método Polar aplicado aos migmatitos, anfibolitos e filonitos do Complexo Atuba, continuação...

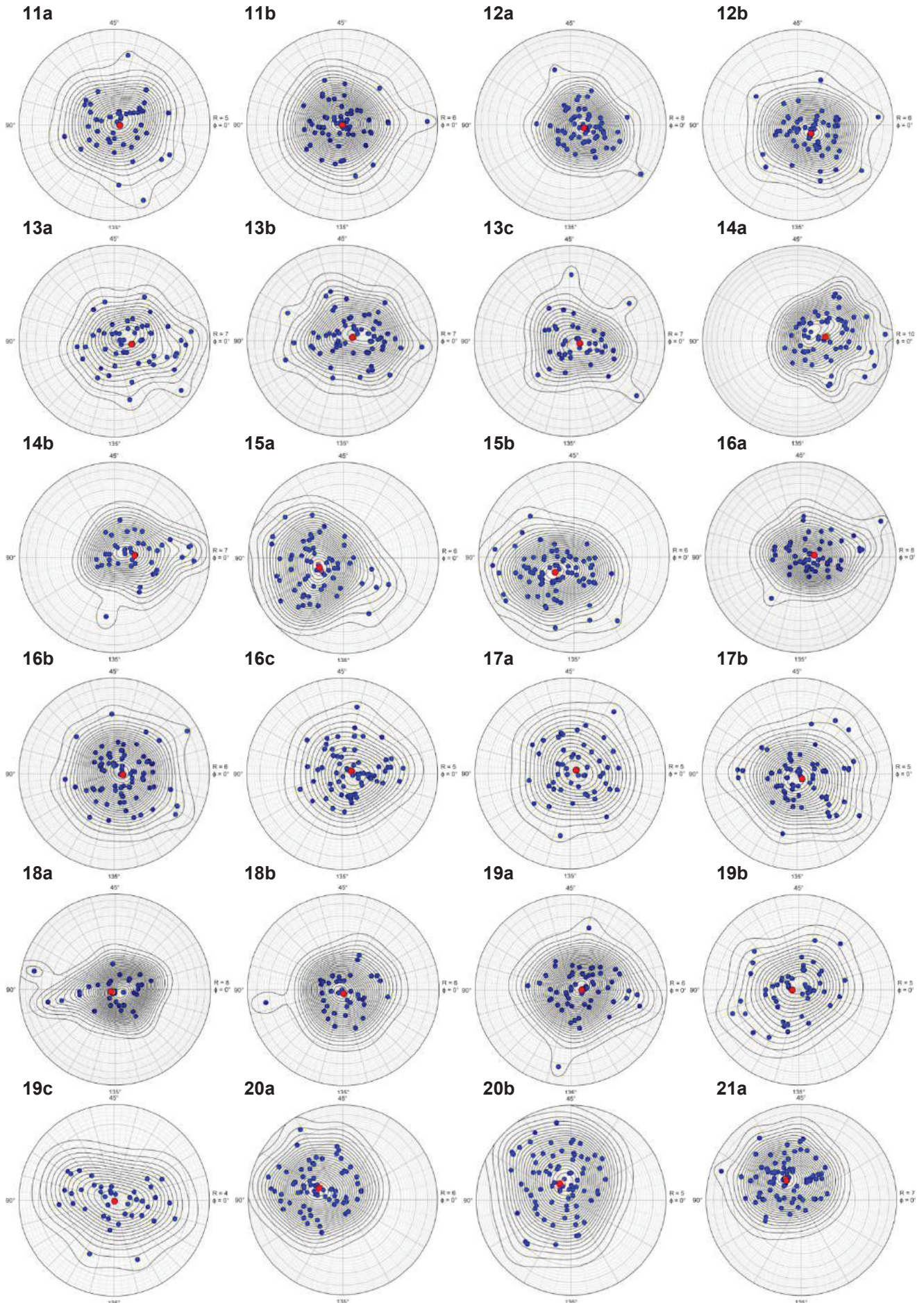


Figura 15: Método Polar aplicado aos migmatitos, anfibolitos e filonitos do Complexo Atuba, continuação...

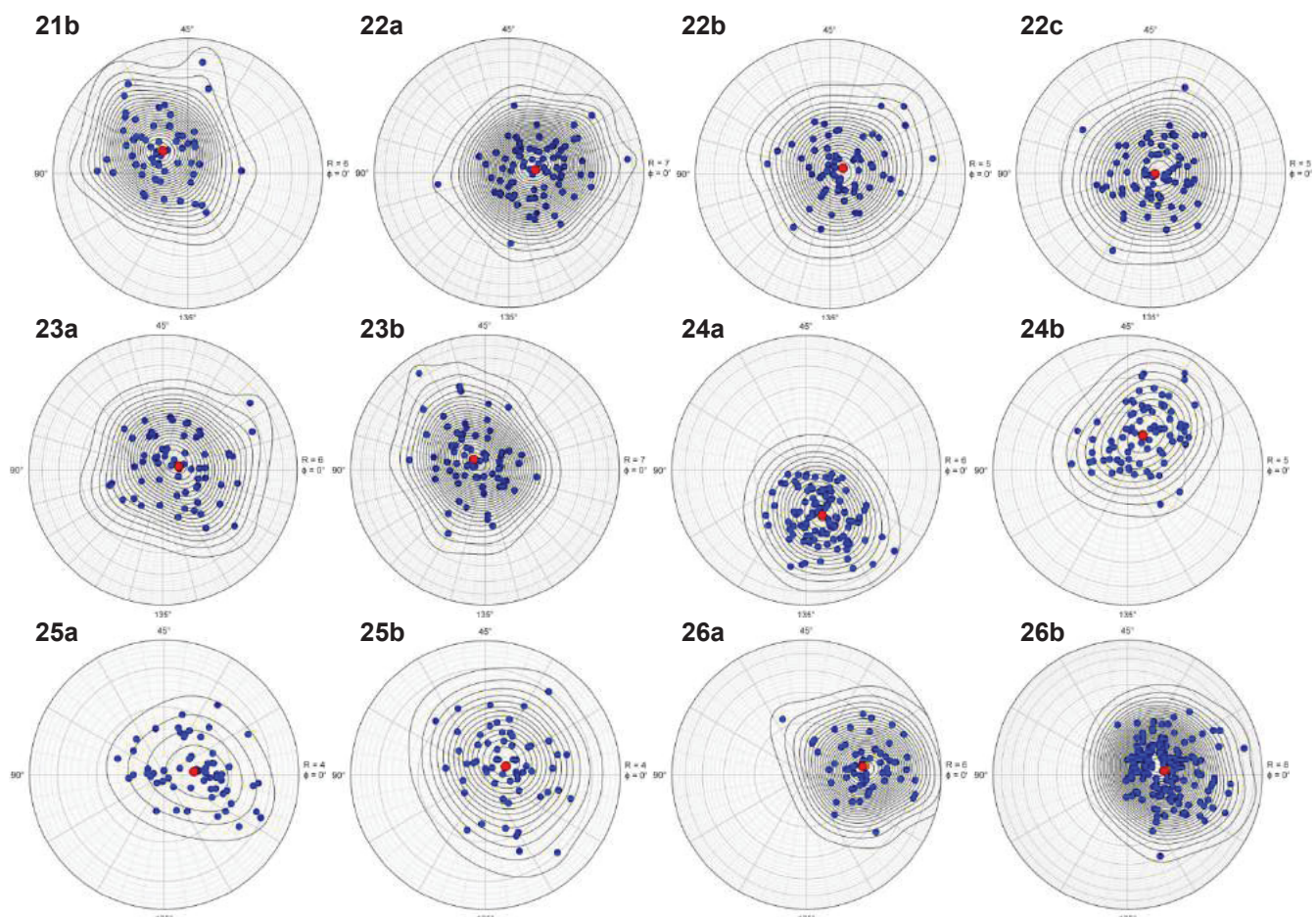


Figura 15: Método Polar aplicado aos migmatitos, anfibolitos e filonitos do Complexo Atuba.

Tabela 3: Parâmetros de deformação obtidos pelo método Rf/φ. LEGENDA: N: número de medidas. R: razão da elipse = a/b. φ: orientação do maior eixo da elipse.

Amostra	Artecipe 1a	Artecipe 1b	Artecipe 1c	Artecipe 2a	Artecipe 2b	Artecipe 3a	Artecipe 3b
N	61	62	61	69	84	60	70
R	1,769	1,753	1,599	2,368	1,965	1,794	1,707
Φ	14,80°	169,84°	178,59°	140,39°	13,88°	40,60°	22,49°
Amostra	Atuba 4a	Atuba 4b	Atuba 4c	Atuba 5a	Atuba 5b	Atuba 6a	Atuba 6b
N	71	80	42	73	62	60	60
R	1,842	1,825	1,700	2,123	2,029	1,682	1,606
Φ	167,21°	169,39°	12,01°	11,12°	19,57°	160,34°	172,07°
Amostra	Central 7a	Central 7b	Central 7c	Central 8a	Central 8b	Central 9a	Central 9b
N	61	63	54	71	77	76	61
R	1,772	1,645	1,614	1,908	1,836	1,708	1,692
Φ	5,09°	162,66°	179,50°	16,51°	24,24°	21,96°	3,87°
Amostra	Costa 10a	Costa 10b	Costa 10c	Costa 11a	Costa 11b	Costa 12a	Costa 12b
N	62	54	62	51	61	61	61
R	1,710	1,690	1,561	1,622	1,602	1,751	1,732
Φ	1,39°	13,85°	165,84°	1,76°	2,43°	174,74°	167,65°
Amostra	Greca 13a	Greca 13b	Greca 13c	Greca 14a	Greca 14b	Inecol 15a	Inecol 15b
N	51	65	41	60	43	63	82
R	2,027	1,904	1,818	2,458	2,016	2,132	2,005
Φ	178,15°	2,44°	178,48°	3,15°	167,17°	155,72°	144,63°
Amostra	Inecol 16a	Inecol 16b	Inecol 16c	Inecol 17a	Inecol 17b	Leminski 18a	Leminski 18b
N	56	79	68	51	68	33	39
R	1,774	1,737	1,633	1,692	1,664	1,698	1,560
Φ	4,02°	2,75°	3,54°	0,68°	175,54°	168,89°	170,86°
Amostra	Leminski 19a	Leminski 19b	Leminski 19c	S. Jorge 20a	S. Jorge 20b	S. Jorge 21a	S. Jorge 21b
N	61	50	41	81	61	72	77
R	1,685	1,680	1,594	2,025	1,911	2,013	1,899
Φ	0,49°	1,58°	8,86°	44,12°	39,77°	31,74°	22,04°
Amostra	S. Jorge 22a	S. Jorge 22b	S. Jorge 22c	Anfibolito 23a	Anfibolito 23b	Filonito 24a	Filonito 24b
N	85	68	74	64	71	116	80
R	1,838	1,534	1,532	1,748	1,721	2,062	1,812
Φ	1,31°	5,70°	173,74°	6,97°	18,75°	143,36°	29,75°
Amostra	Filonito 25a	Filonito 25b	Filonito 26a	Filonito 26b			
N	60	64	62	175			
R	1,635	1,599	2,390	2,051			
Φ	4,07°	13,16°	5,09°	4,71°			

Amostras em preto: foliação Sn-1
Amostras em vermelho: foliação Sn

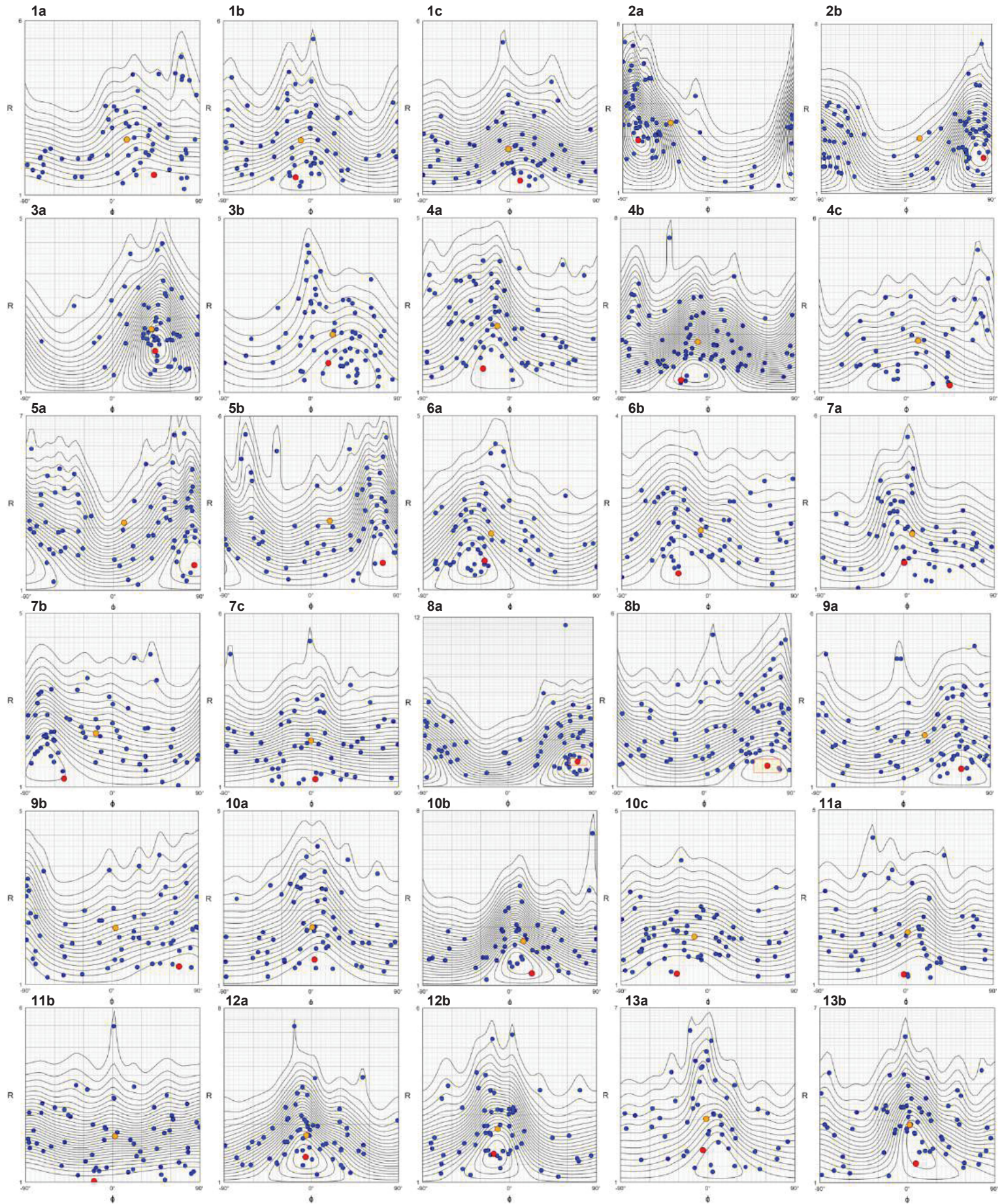


Figura 16: Método Rf/φ aplicado às rochas do Complexo Atuba, continuação...

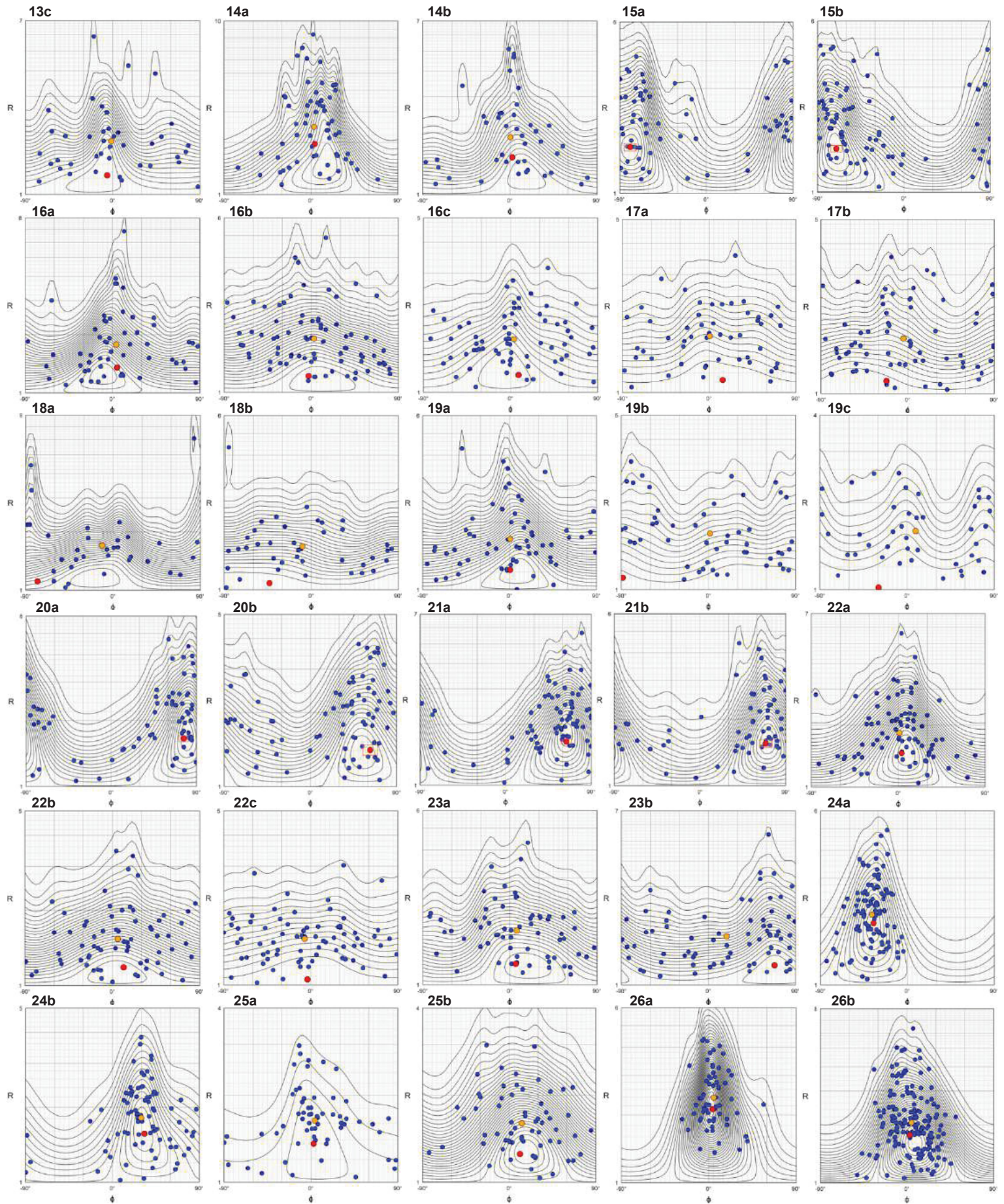


Figura 16: Método Rf/ϕ aplicado às rochas do Complexo Atuba.

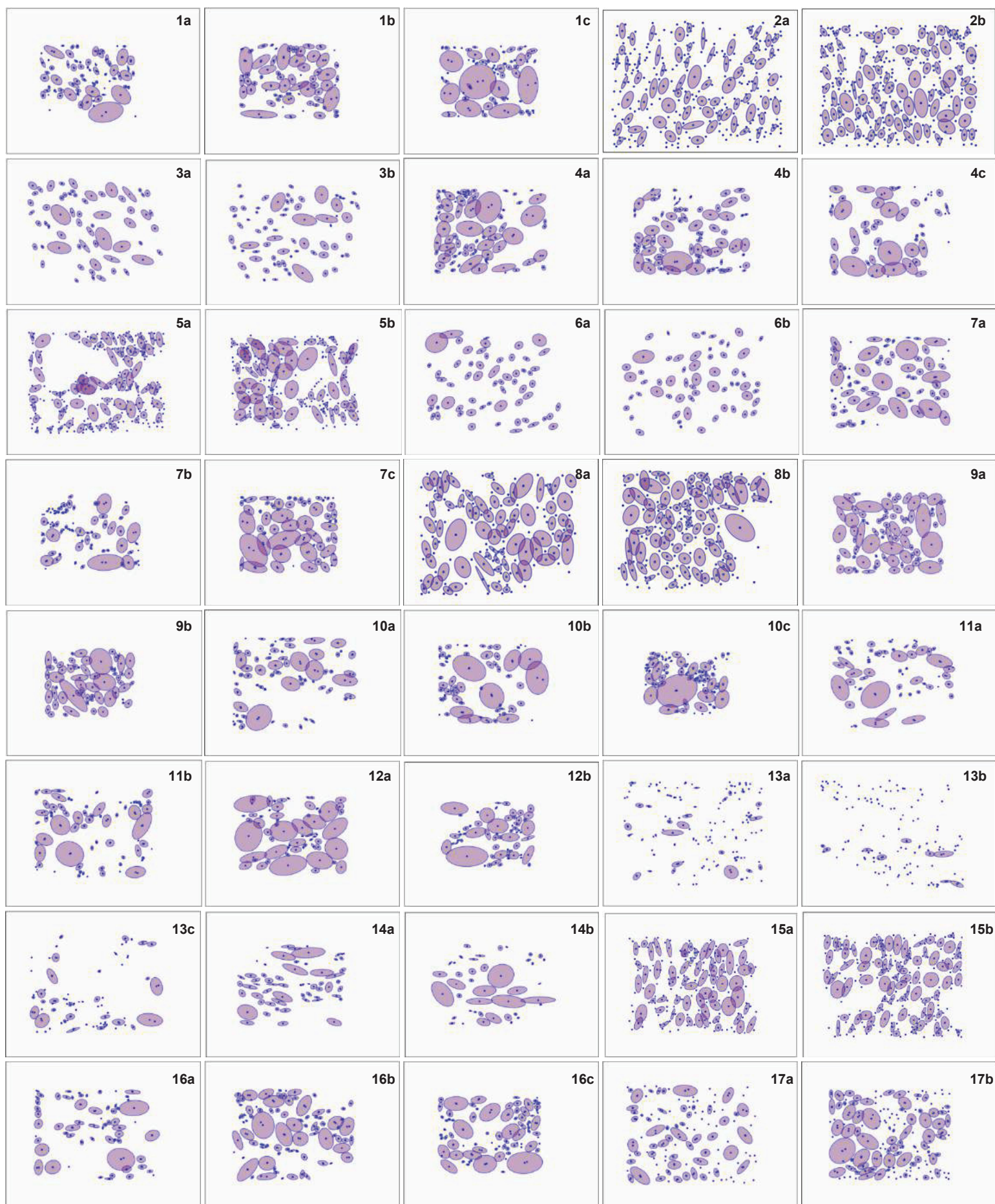


Figura 17: Mapas de deformação (*strain maps*) para as rochas analisadas, continuação...

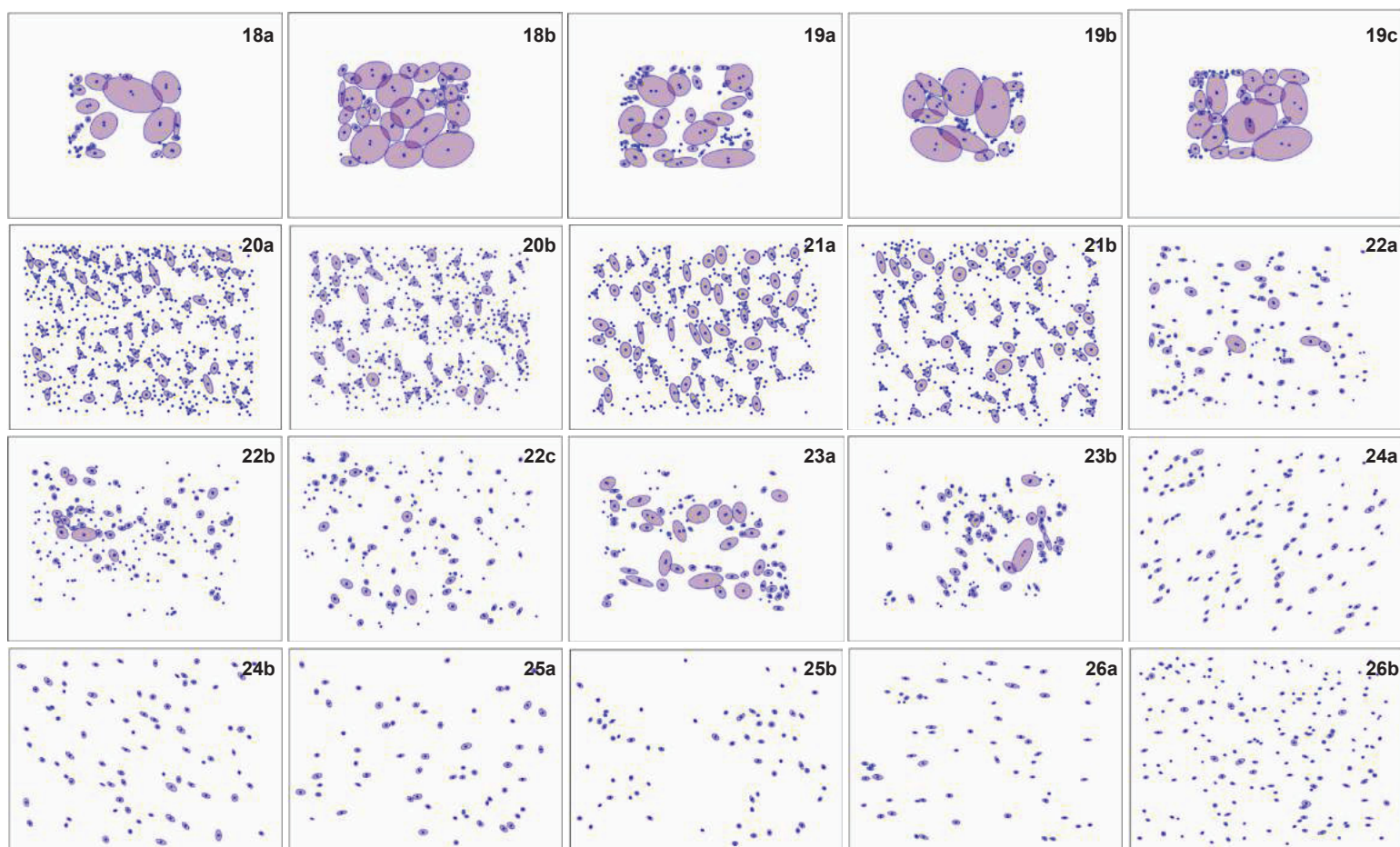


Figura 17: Mapas de deformação (*strain maps*) para as rochas analisadas.

Diagrama de Flinn e Nadai-Hsü

O cálculo da deformação, tendo como base o método de Shan (2008), foi desenvolvido com as informações obtidas no método de Fry (Tabela 1). As amostras foram cortadas em três direções e as respectivas atitudes de cada plano incluídas nos cálculos. As amostras utilizadas no processo foram as seguintes: Arceipe (1a, 1b, 1c), Atuba (4a, 4b, 4c), Central (7a, 4b, 7c), Costa (10a, 10b, 10c), Greca (13a, 13b, 13c), Inecol (16a, 16b, 16c), Paulo Leminski (19a, 19b, 19c) e São Jorge (22a, 22b, 22c). A Tabela 4 traz as informações dos cortes e dos eixos (A, B, C), com suas respectivas atitudes.

A inserção dos dados no diagrama de Flinn (Figura 18A) indica que as amostras analisadas correspondem a elipsoides oblatos, com valores de K muito baixos (0,25) a altos (0,94), posicionando-se no campo do achatamento aparente, o que é compatível com razões de deformação semelhantes obtidas nos planos XZ e YZ. Os tectonitos no diagrama de Flinn podem ser classificados principalmente em S e SL. No diagrama de Nadai-Hsü (Figura 18B), as amostras se posicionam no campo do achatamento aparente ($\epsilon = 0,12$; $\nu = 0,11$) e da deformação plana ($\epsilon = 0,72$; $\nu = 0,0$), com geração de elipsoides oblatos. As linhas radiais do diagrama de Nadai-Hsü indicam quantidades iguais de deformação (Fossen, 2012). As amostras de estudo sugerem quantidades de deformação similares, por se encontrarem muito próximas umas das outras. Os elipsoides de deformação podem ser visualizados na Figura 19.

Nos diagramas de Schmidt os eixos máximos são predominantemente NE, com apenas um eixo para SW. Os eixos intermediários são principalmente para NW e SW e, os eixos mínimos estão orientados para SE e secundariamente para SW (Figura 20).

Para as amostras 2, 3, 5, 6, 8, 9, 11, 12, 14, 15, 17, 18, 20, 21, 23, 24, 25 e 26 foram utilizados os dados dos métodos de Fry, Polar e Rf/ ϕ para a plotagem dos gráficos de Flinn e

Nadai-Hsü (Tabela 5), segundo o método de Hossack (1968). Os resultados no diagrama de Flinn sugerem que a maioria das amostras correspondem a elipsoides oblato, posicionando-se no campo do achatamento aparente. Os tectonitos podem ser classificados em S e SL (Figuras 21A; 21C; 21E). Apenas as amostras 11 e 12 (Figura 21A) e 11 e 14 (Figura 21C) possuem valor maior do que 1 e plotam no campo da constricção aparente, definindo elipsoides prolato. Nesse caso, as rochas encontram-se no espaço dos tectonitos LS. As amostras têm magnitude entre 1 a 3 (Figura 21A) e valores entre 1 a 2 (Figuras 21C e 21E).

Tabela 4: Parâmetros obtidos pelo método de Shan (2008).

MÉTODO DE SHAN			
Pedreiras	Direção e mergulho do plano	Eixos	Eixos do elipsoide como lineação de estiramento
Artecipe (1)	330/10	Máximo (A) - 1,079	Direção - 235,79° Mergulho - 35,46°
	131/89	Intermediário (B) - 1,026	Direção - 328,71° Mergulho - 4,09°
	351/88	Mínimo (C) - 0,903	Direção - 64,41° Mergulho - 54,23°
	80/80	Máximo (A) - 1,349	Direção - 71,58° Mergulho - 16,85°
Atuba (4)	140/89	Intermediário (B) - 1,107	Direção - 317,70° Mergulho - 53,19°
	230/85	Mínimo (C) - 0,670	Direção - 172,33° Mergulho - 31,62°
	50/45	Máximo (A) - 1,092	Direção - 26,91° Mergulho - 43,41°
	170/50	Intermediário (B) - 1,044	Direção - 193,52° Mergulho - 45,80°
Central (7)	140/55	Mínimo (C) - 0,877	Direção - 290,49° Mergulho - 6,74°
	276/20	Máximo (A) - 1,643	Direção - 76,31° Mergulho - 8,80°
	46/84	Intermediário (B) - 1,011	Direção - 332,47° Mergulho - 57,11°
	141/58	Mínimo (C) - 0,602	Direção - 171,73° Mergulho - 31,40°
Costa (10)	320/70	Máximo (A) - 1,575	Direção - 55,36° Mergulho - 26,52°
	210/80	Intermediário (B) - 1,048	Direção - 249,50° Mergulho - 62,77°
	120/45	Mínimo (C) - 0,606	Direção - 148,24° Mergulho - 5,74°
	270/80	Máximo (A) - 1,456	Direção - 43,24° Mergulho - 30,09°
Inecol (16)	10/60	Intermediário (B) - 1,015	Direção - 145,21° Mergulho - 19,70°
	170/85	Mínimo (C) - 0,677	Direção - 263,40° Mergulho - 52,83°
	270/75	Máximo (A) - 1,547	Direção - 72,55° Mergulho - 11,37°
	355/60	Intermediário (B) - 1,009	Direção - 338,33° Mergulho - 20,10°
Paulo Leminski (19)	120/5	Mínimo (C) - 0,641	Direção - 190,33° Mergulho - 66,66°
	10/55	Máximo (A) - 1,400	Direção - 49,74° Mergulho - 21,10°
	210/85	Intermediário (B) - 1,069	Direção - 250,78° Mergulho - 67,53°
	90/80	Mínimo (C) - 0,669	Direção - 142,59° Mergulho - 7,36°

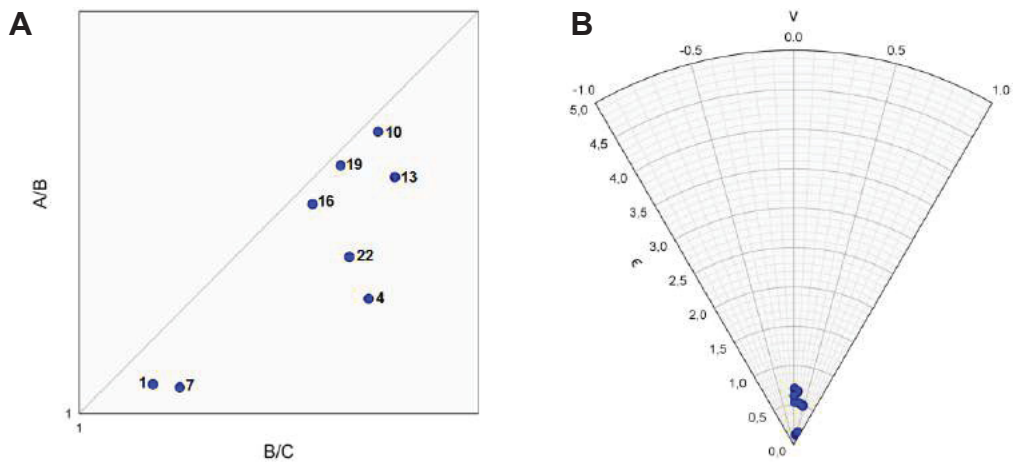


Figura 18: (A) Diagrama de Flinn. (B) Diagrama de Nadai-Hsü. LEGENDA: Artecipe (1), Atuba (4), Central (7), Costa (10), Greca (13), Inecol (16), Paulo Leminski (19) e São Jorge (22).

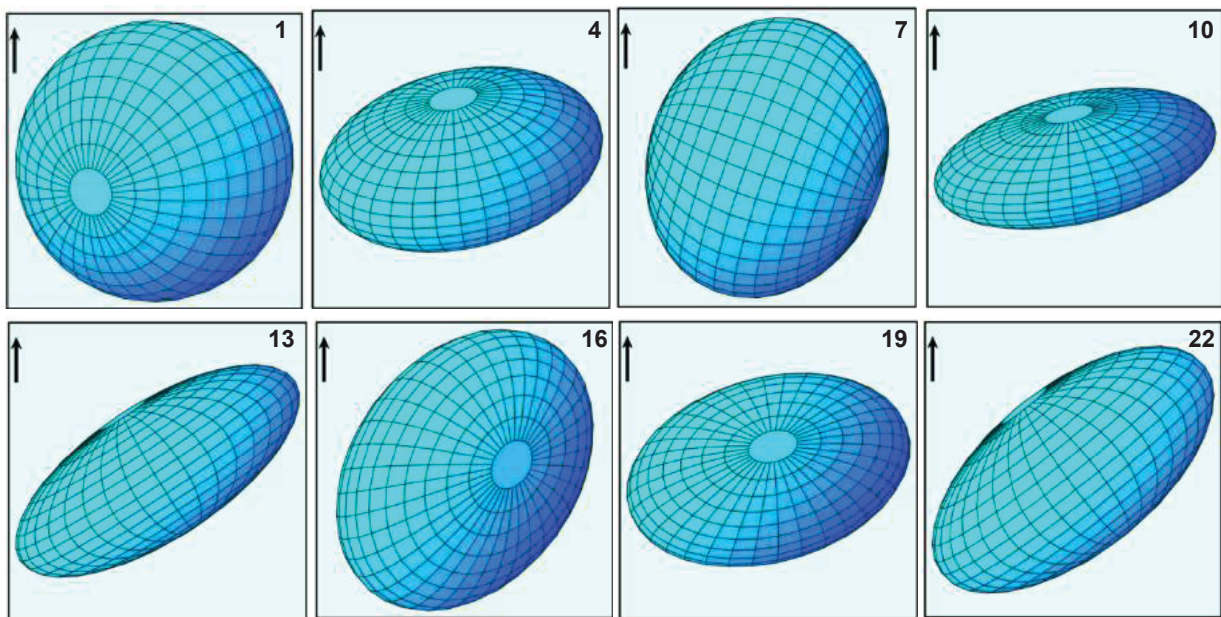


Figura 19: Elipsóides de deformação. Todas as amostras representam elipsóides oblato. LEGENDA: Artecipe (1), Atuba (4), Central (7), Costa (10), Greca (13), Inecol (16), Paulo Leminski (19) e São Jorge (22). A flecha preta observada em todas as figuras configura o norte.

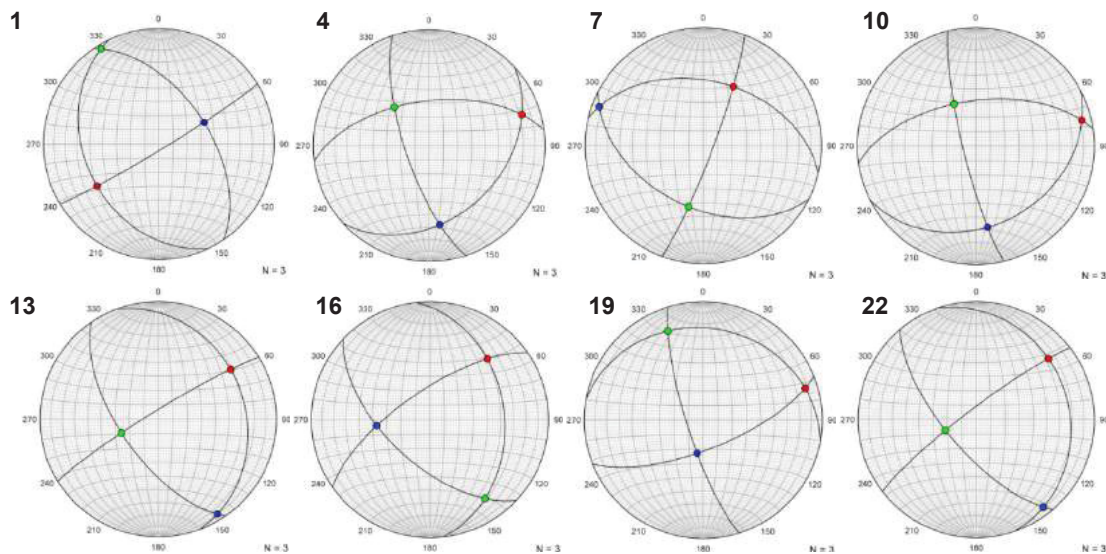


Figura 20: Diagramas de Schmidt (hemisfério inferior) para os eixos dos elipsóides de deformação. Cada diagrama contém N = 3. Vermelho = X, verde = Y, azul = Z. LEGENDA: Artecipe (1), Atuba (4), Central (7), Costa (10), Greca (13), Inecol (16), Paulo Leminski (19) e São Jorge (22).

Nos diagramas de Nadai-Hsü (Figuras 21B; 21D; 21F) as amostras encontram-se predominantemente no campo do achatamento aparente ($K < 1$), com geração de elipsoides oblato e tectonitos do tipo S e SL, já que os componentes estão fortemente achatados. Do mesmo caso que os diagramas de Flinn, os diagramas de Hsü apresentam quatro amostras (Figuras 21B; 21D) com constrição geral e formação de elipsoides prolatos. Nesse caso, há tectonitos do tipo LS, pois o alongamento é mais pronunciado do que o achatamento.

Tabela 5: Parâmetros de deformação utilizados para construção dos diagramas de Flinn e Hsü. As letras A, B e C representam os eixos dos elipsoides e a letra N reflete o número da amostra.

	MÉTODO DE FRY			MÉTODO POLAR			MÉTODO Rf/φ		
N	A	B	C	A	B	C	A	B	C
2	2,052	1,748	1	1,998	1,588	1	2,368	1,965	1
3	1,814	1,441	1	1,494	1,325	1	1,794	1,707	1
5	1,838	1,809	1	1,362	1,354	1	2,123	2,029	1
6	1,77	1,517	1	1,316	1,148	1	1,682	1,606	1
8	1,79	1,377	1	1,462	1,263	1	1,908	1,836	1
9	1,103	1,035	1	1,225	1,193	1	1,708	1,692	1
11	2,223	1,317	1	1,101	1,007	1	1,622	1,602	1
12	1,728	1,212	1	1,363	1,355	1	1,751	1,732	1
14	3,463	2,094	1	2,044	1,301	1	2,458	2,016	1
15	1,774	1,367	1	1,693	1,627	1	2,132	2,005	1
17	1,932	1,706	1	1,131	1,129	1	1,692	1,664	1
18	1,723	1,606	1	1,081	1,074	1	1,698	1,56	1
20	1,864	1,705	1	1,69	1,588	1	2,025	1,911	1
21	1,989	1,962	1	1,695	1,435	1	2,013	1,899	1
23	2,959	1,894	1	1,25	1,249	1	1,748	1,721	1
24	2,014	1,996	1	1,922	1,587	1	2,062	1,812	1
25	4,984	2,567	1	1,372	1,264	1	1,635	1,599	1
26	2,388	1,965	1	2,198	1,812	1	2,39	2,051	1

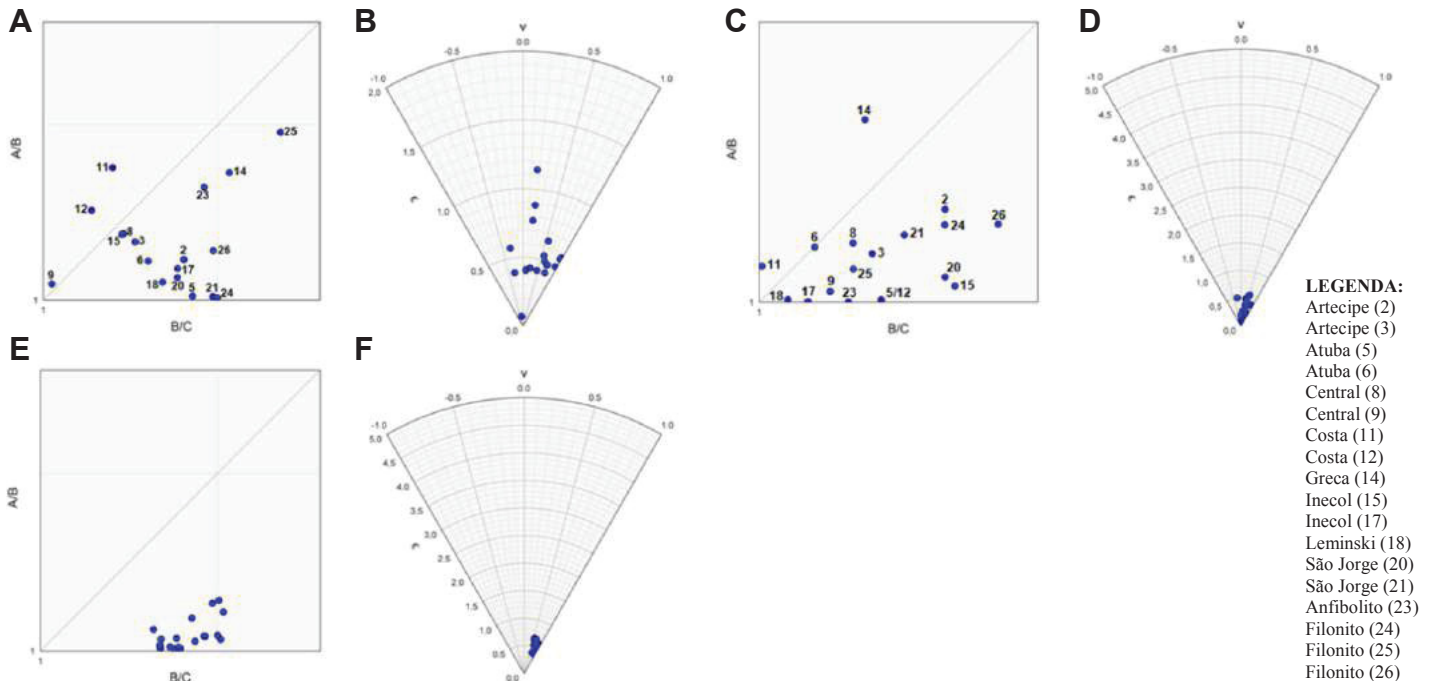


Figura 21: Dados provenientes do método de Fry: (A) Diagrama de Flinn. (B) Diagrama de Nadai-Hsü. Dados provenientes do método Polar: (C) Diagrama de Flinn. (D) Diagrama de Nadai-Hsü. Dados provenientes do método Rf/φ: (E) Diagrama de Flinn. (F) Diagrama de Nadai-Hsü.

DISCUSSÕES

A área de estudo constitui-se principalmente por metatexitos estromáticos, granitoides, gnaisses granulíticos, diatexitos *schollen*, anfíbolitos e filonitos. As foliações observadas não exibem distribuição homogênea em termos de atitude, variando a direção e o mergulho. Os elementos estruturais dúcteis foram divididos em duas superfícies de deformação (Sn-1 e Sn), com base nas orientações encontradas, lineações, estilos estruturais e relações de corte. As trajetórias de foliação podem ser observadas na Figura 5.

Existem no mínimo três modelos propostos para explicar a evolução da região. Um deles diz respeito ao regime transpressivo (Ebert et al., 1991; 1993; 1998; Hackspacher et al., 1992; Correa Neto et al., 1993; Fassbinder, 1996; Dehler, 2007), outro relaciona-se com a superimposição de duas fases deformacionais (tangencial e transcorrente) descritas por Hasui (1983) e Fiori (1990) e, por último, a caracterização feita por Faleiros et al. (2011; 2016), onde apresentaram seis deformações sobrepostas (D1-D6), sendo que o Complexo Atuba estaria afetado por quatro deformações (D3-D6).

De acordo com o presente trabalho o Complexo Atuba foi submetido a duas fases de migmatização. A primeira fase compreende um leucossoma branco, granodiorítico a tonalítico, foliado e paralelo à foliação principal, gerada entre 2200 e 2100 Ma (U-Pb em zircão, Siga Junior et al., 1995; Sato et al., 2003). Ocorre associada ao metamorfismo de fácies anfíbolito superior a granulito (Faleiros, 2008). Essas idades podem ser observadas em gnaisses granulíticos e gnaisses com leucossomas tonalíticos. Na área de trabalho essas rochas ocorrem principalmente nas pedreiras Paulo Leminski, Central, Artecipe e Inecol. A foliação Sn-1, atribuída à fase Dn-1, está relacionada à primeira fase de migmatização. Possui caráter tangencial dúctil e baixo a alto ângulo de mergulho para NE ou SW, predominando os valores médios. O plano máximo mais representativo obtido em estereograma estrutural é N45W/55NE. Esta superfície está relacionada às lineações de estiramento mineral (quartzo, feldspatos e minerais micáceos orientados) com baixo a médio mergulho principalmente para NE ou SE. Foi dobrada e verticalizada por fases posteriores, atribuídas à estruturação do Cinturão Ribeira, chegando a ficar paralelizada às estruturas mais jovens. Nesse caso, a foliação Sn-1 descrita na área de trabalho passaria a apresentar alto ângulo de mergulho com lineação mineral demarcando movimentos direcionais, na evolução da deformação provocada pela Zona de Cisalhamento Lancinha-Cubatão. O padrão francamente noroeste observado nas rochas granulíticas do Terreno Luís Alves é similar à foliação Sn-1 descrita nas rochas do Complexo Atuba (Terreno Curitiba), o que poderia indicar sua correlação com o Terreno Luís Alves. Siga Junior et al. (1993) sugeriram que os gnaisses do Terreno Curitiba derivaram do Terreno Luís Alves devido a razões de evolução $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ao longo do tempo geológico. Segundo os mesmos autores o Terreno Curitiba poderia representar a margem retrabalhada do Terreno Luís Alves no Neoproterozoico. Salamuni (1998) descreveu a foliação Sn-1 no Complexo Atuba como uma superfície secundária, de caráter pretérito, milonítica e transposta pela foliação Sn. O autor também propõe que a estrutura pode ter sido originada em situações de tectônica tangencial, com planos orientados para N35°-50°W e mergulhos entre 25° e 40° para NE ou SW. De acordo com Gonçalves (2012) a foliação Sn-1 no Complexo Atuba é pouco preservada, planar, levemente anastomosada ou crenulada pela superfície Sn, com atitude principal N10W/79SW.

A segunda fase de migmatização constitui leucossomas médios, rosas e brancos, graníticos, pouco foliados ou maciços. Está associada ao metamorfismo de fácies anfíbolito no Neoproterozoico (560-600 Ma, U-Pb SHRIMP em zircão, Sato et al., 2003). A foliação (Sn) na região de pesquisa está associada a esta segunda fase de migmatização. Possui orientação NE-SW, com mergulhos baixos a altos para NW ou SE. Pode seccionar e transpor a foliação tangencial (Sn-1), cuja relação de corte foi observada principalmente na pedreira Artecipe. A

lineação de estiramento mineral possui direção principal NE-SW. A cinemática encontrada na área é sinistral, portanto diferente do caráter dextral observado para a Zona de Cisalhamento Lancinha-Cubatão no Estado do Paraná. Este fato pode ser interpretado como irregularidades na zona de cisalhamento ou como um primeiro pulso dúctil, transcorrente e sinistral da Falha da Lancinha, como observado por Fassbinder (1990), antes do pulso rúptil e dextral. De acordo com Passarelli et al. (2011) zonas de cisalhamento sinistrais secundárias foram geradas, caracterizando o escape tectônico a fim de acomodar a compressão contínua. Segundo Faleiros et al. (2016) todas as zonas de cisalhamento encontradas em São Paulo ao sul da Zona de Cisalhamento Lancinha são sinistrais. Os domínios representados pela fase Dn ocorrem em toda a área, com distribuição heterogênea. Aqui são interpretados como uma fase transcorrente-transpressiva (Dn), ligada aos processos orogenéticos finais do Cinturão Ribeira. As principais zonas de cisalhamento na área de pesquisa são formadas pela Zona de Cisalhamento Curitiba e pela Zona de Cisalhamento Lancinha-Cubatão. A Zona de Cisalhamento Curitiba representa uma feição de direção N40-60E e coloca em contato o Grupo Açungui com o Complexo Atuba. Caracteriza-se por uma superposição de estruturas rúpteis e dúcteis com mergulhos altos (Gonçalves, 2012; Cabrita, 2015). Está relacionada à estruturação do Sistema de Transcorrência Lancinha (Fiori, 1985). A Zona de Cisalhamento Lancinha-Cubatão é o principal segmento de um sistema de cisalhamento dextral no sudeste do Brasil (Sadowski, 1991), e está posicionada no limite noroeste da área pesquisada com direção NE-SW.

Para Fuck et al. (1967) a xistosidade e o bandamento dos migmatitos e rochas metamórficas associadas ao Complexo Atuba estão orientados entre N10E e E-W, com mergulhos sempre próximos da vertical. Os autores não nomearam fases ou eventos deformacionais distintos, mas provavelmente a foliação descrita por eles esteja correlacionada à foliação Sn caracterizada no presente trabalho. Segundo Fiori (1992) as rochas do Grupo Açungui estão afetadas por zonas de cisalhamento NE-SW, com transporte relativo para SE. Siga Junior (1995) e Siga Junior et al. (1995) verificaram uma orientação predominantemente nordeste da superfície Sn dos migmatitos do Complexo Atuba. Essa foliação é paralela ao bandamento e corresponde a uma estrutura de transposição. As lineações de estiramento distribuem-se no quadrante NE, com mergulhos baixos. Siga Junior et al. (1995) associaram o desenvolvimento da foliação Sn com o padrão estrutural retratado por Fiori (1990; 1992) na região de Rio Branco do Sul (Grupo Açungui), durante o Neoproterozoico. A foliação Sn descrita por Siga Junior (1995) e Siga Junior et al. (1995) estaria relacionada à foliação Sn do trabalho atual.

Faleiros et al. (2011) sugeriram a ocorrência de uma deformação multifásica com cavalgamento para oeste, durante o qual as zonas de cisalhamento transcorrentes atuavam como rampas laterais, sobreposto por dobras de vergência na direção norte e por zonas de cisalhamento transcorrentes. A terceira fase poderia estar relacionada à fase Dn da presente pesquisa. Fossen et al. (2019) ratificaram a conclusão de outros autores (Fassbinder, 1996; Ebert & Hasui, 1998) de que o Cinturão Ribeira constitui parte de um sistema transpressional particionado, formado por zonas de cisalhamento transcorrentes separadas por domínios caracterizados pelo encurtamento ortogonal, enquanto Faleiros et al. (2016) sugeriram a ocorrência de uma deformação multifásica (D1 a D6) relacionadas ao espessamento e exumação crustal, das quais quatro (D3-D6) ocorreram em 4 milhões de anos. A possibilidade de D3-D6 se formarem progressivamente também é apresentada por Faleiros et al. (2016), segundo os padrões metamórfico e estrutural.

A deformação das foliações foi estudada e os valores encontrados nos métodos de Fry (Tabela 1), Polar (Tabela 2) e Rf/ϕ (Tabela 3) são próximos, sugerindo que os marcadores e a matriz acomodaram a mesma intensidade de deformação. Nas rochas mais recrystalizadas (amostras 13, 14, 20, 21, 22, 24, 25, 26) o método de Fry é o menos afetado por considerar a

distância entre os centros dos cristais. Nos litotipos com textura granoblástica (amostras 1, 2, 3, 4, 5, 6, 7, 8, 9, 10, 11, 12, 15, 16, 17, 18, 19, 23) os métodos Polar e Rf/ϕ produziram dados mais representativos, considerando que os cristais de quartzo, hornblenda e plagioclásio podem não mostrar grandes diferenças nos valores de *strain* utilizando os métodos de Fry e Rf/ϕ (Ring, 1998).

De acordo com todos os métodos de quantificação da deformação estudados a razão de deformação (R) obtida nas amostras para os cristais de quartzo variam entre 4,984 a 1,372 no plano XZ e 2,567 a 1,057 no plano YZ. Os valores de R observados para os feldspatos são 2,959 a 1,081 (plano XZ) e 2,029 a 1,007 (plano YZ). A variação de *strain* no quartzo é maior do que no feldspato. A diferença no quartzo é de 3,62 no plano XZ e 1,6 no plano YZ, enquanto nos feldspatos é 1,9 no corte XZ e 1,0 no corte YZ, sugerindo que o quartzo acomodou com maior intensidade as tensões regionais, tendo grande importância no controle da reologia crustal.

As razões de deformação são em geral muito baixas para todos os resultados dos três métodos e podem não refletir a deformação total. As rochas estudadas passaram por fusão parcial e certamente o fundido extraído contribuiu para a deformação finita, mas é muito difícil calcular sua colaboração.

A análise de deformação pelos três métodos apontou predomínio de elipsoides oblatos, tanto nos diagramas de Flinn quanto nos diagramas de Nadai-Hsü. A coexistência de tectonitos prolatos e oblatos nos diagramas de Flinn poderia implicar em diferentes fases de deformação superimpostas. Os dados relacionados à foliação Sn (pedreiras Artecipe, Atuba, Costa, Inecol e São Jorge, além dos afloramentos em cortes de estrada) e transportados para o modelo de Sanderson & Marchini (1984) correspondem a uma zona crustal intermediária a inferior.

Passarelli (2001) correlacionou o Bloco Registro com o Complexo Atuba por apresentarem aspectos litotípicos e geocronológicos similares. O bloco é formado por rochas graníticas com feições migmatíticas, estruturadas na direção NW ou NE, quando influenciado pelo Sistema de Cisalhamento Cubatão-Itariri, denotando a atuação neoproterozoica. A lineação de estiramento mineral mostra caimentos intermediários a baixos para todos os quadrantes, dependendo da região estudada. Os três resultados obtidos pelo método de Fry (Passarelli, 2001) no Bloco Registro apresentam pouca ou nenhuma deformação, posto que o centro do diagrama mostra-se como um vazio esférico ou fracamente elíptico. As foliações obtidas nas amostras analisadas pelo método de Fry por aquela autora são semelhantes às direções das foliações Sn-1 e Sn do presente trabalho. O eixo X (N232/44) da amostra K-16 do trabalho de Passarelli (2001) é semelhante ao eixo X da amostra Artecipe 1 (N326/35) e o eixo Z da amostra K-46 (Passarelli, 2001) é semelhante aos eixos Z das amostras Artecipe 1 e Atuba 4. Nos dois trabalhos nota-se uma tendência de maior extensão na direção E-W e maior encurtamento no sentido N-S.

Segundo Faleiros et al. (2016) as amostras do Complexo Atuba mostram baixos valores de intensidade de deformação e baixos a altos valores de deformação máxima. Os elipsoides incluem formas ligeiramente a moderadamente oblatas, formas de deformação plana e formas moderadamente a fortemente prolatas. Essa variação de deformação finita é explicada como produto de superposição de pelo menos três fases de deformação (D3, D4 e D6). A distribuição espacial das amostras sugere que as tramas prolatas ocorrem nas zonas de charneira das dobras D4 e as tramas de deformação plana dominam nos flancos das dobras. De acordo com o presente trabalho os tectonitos são preferencialmente oblatos, com poucas tramas prolatas ou de deformação plana, divergindo das amostras do Complexo Atuba de Faleiros et al. (2016). O mecanismo sugerido na pesquisa atual consiste na heterogeneidade da deformação, refletida por irregularidades nas superfícies de cisalhamento, possibilitando a

diferença das deformações propostas pelos dois autores, além do fato das rochas forem submetidas à fusão parcial e calcular a parcela de fundido extraído não seja fácil.

CONCLUSÕES

No município de Curitiba e arredores, o Complexo Atuba mostra elementos planares e lineares dúcteis, que podem ser agrupados em dois tipos distintos: (1) estruturas (Dn-1) com formação de foliação regional (Sn-1) de baixo a alto ângulo de mergulho para SW ou NE, que podem estar rotacionadas para estruturas NE-SW, com paragêneses de fácies anfibolito superior a granulito, atribuídas ao regime tectônico compressivo (NE-SW); (2) estruturas transcorrentes-transpressivas (Dn) formadas por foliação milonítica (Sn) de direção NE-SW e baixo a alto ângulo de mergulho para SE ou NW, de fácies anfibolito inferior, ao longo da Zona de Cisalhamento Lancinha-Cubatão e Zona de Cisalhamento Curitiba. As principais feições relacionadas ao regime transpressivo (deformação não coaxial e coaxial) foram tectonitos S ou SL (oblatos) gerados no campo do achatamento aparente; foliações sub-horizontais a verticais, sendo estas paralelas ou subparalelas à Zona de Cisalhamento Lancinha-Cubatão e lineações de estiramento mineral sub-horizontais ou oblíquas. A foliação Sn-1 pode estar correlacionada com o Ciclo Orogênico Transamazônico no Paleoproterozoico e a foliação Sn, que transpõe a primeira, pode estar vinculada aos processos transpressivos do Cinturão Ribeira no Ciclo Brasileiro.

A razão de deformação obtida pelos métodos de Fry, Polar e Rf/ϕ não exibe grandes diferenças, o que é característico de deformação por achatamento. Os valores de razão indicaram que o quartzo acomodou as tensões regionais com maior intensidade do que o feldspato. Os elipsoides apresentam eixos máximos na direção NE-SW, eixos intermediários para NW e SW e, eixos mínimos orientados principalmente para SE.

AGRADECIMENTOS

Os autores agradecem à Coordenação de Aperfeiçoamento de Pessoal de Nível Superior (CAPES), à Universidade Federal do Paraná (UFPR), ao Departamento de Geologia da UFPR e ao Laboratório de Análise de Minerais e Rochas (LAMIR), que por meio de seus recursos, facilitaram o desenvolvimento deste trabalho.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- ALMEIDA, F.F.M.; HASUI, Y.; BRITO NEVES, B.B.; FUCK, R.A. Brazilian Structural provinces: An Introduction. **Earth Sciences Reviews**, v. 17, p. 1-29, 1981.
- BASEI, M.A.S.; FRIMMEL, H.E.; NUTTMAN, A.P.; PRECIOZZI, F. West Gondwana amalgamation based on detrital zircon ages from Neoproterozoic Ribeira and Dom Feliciano belts of South America and comparison with coeval sequences from SW Africa. In: PANKHURST, R.J.; TROW, R.A.J.; BRITO NEVES, B.B. de. (eds.), *West Gondwana: Pre-Cenozoic Correlations Across the South Atlantic Region*. London: **Geological Society, Special Publication**, v. 294, p. 239-256, 2008.
- BASEI, M.A.S.; NUTTMAN, A.; SIGA JUNIOR, O.; PASSARELLI, C.R.; DRUKAS, C.O. The evolution and tectonic setting of the Luis Alves microplate of southeastern Brazil: an exotic terrane during the assembly of western Gondwana. **Dev. Precambrian Geol.** v. 16, p. 273-291, 2009.

BASEI, M.A.S.; SIGA JUNIOR, O.; MACHIAVELLI, A.; MANCINI, F. Evolução tectônica dos terrenos entre os Cinturões Ribeira e Dom Feliciano (PR - SC). **Revista Brasileira de Geociências**, v. 22, n. 2, p. 216-221, 1992.

CABRITA, D.I.G. **Análise da deformação em tectonitos do bloco sul da Zona de Cisalhamento Curitiba (PR)**. Curitiba, 2015. 92 p. Dissertação (Mestrado em Geociências) – Departamento de Geologia, Universidade Federal do Paraná.

CAMPANHA, G.A.C.; BASEI, M.S.; FALEIROS, F.M.; NUTMAN, A.P. The Mesoproterozoic to Early Neoproterozoic passive margin Lajeado Group and Apiaí Gabbro, Southeastern Brazil. **Geoscience Frontiers**, v. 7, n. 4, p. 683-694, 2015.

CAMPANHA, G.A.C. & BRITO NEVES, B.B. Frontal and oblique tectonics in the Brazilian Shield. **Episodes**, v. 27, n. 4, p. 255-259, 2004.

CAMPANHA, G.A.C. & SADOWSKI, G.R. Tectonics of the Southern Portion of the Ribeira Belt (Apiaí Domain). **Precambrian Research**, v. 98, p. 31-51, 1999.

CAMPOS NETO, M.C. Orogenic systems from southwestern Gondwana: an approach to Brasiliano-Pan African Cycle and orogenic collage in Southeastern Brazil. In: CORDANI, U.G. (ed.), **Tectonic Evolution of South America**. Rio de Janeiro: International Geological Congress, SBG, p. 335–365, 2000.

CASTRO, L.G.; FERREIRA, F.J.F.; CURY, L.F.; FIORI, A.P.; SOARES, P.C.; LOPES, A.P.; OLIVEIRA, M.J. Interpretação qualitativa e semiquantitativa dos dados aeromagnéticos sobre a Zona de Cisalhamento Lancinha, porção meridional do Cinturão Ribeira no Estado do Paraná, Sul do Brasil. **Geologia USP, Série Científica**, v. 14, n. 4, p. 3-18, 2014.

CHAVEZ-KUS, L. & SALAMUNI, E. Evidência de tensão N-S intraplaca no neógeno, Complexo Atuba - região de Curitiba (PR). **Revista Brasileira de Geociências**, v. 38, n. 3, p. 439-454, 2008.

CORREA NETO, A.V.; DAYAN, H.; VALENÇA, J.G.; CABRAL, A.R. Geologia e estrutura da zona de cisalhamento do rio Paraíba do Sul e adjacências, no trecho entre Três Rios (RJ) e Sapucaia (RJ). In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DO SUDESTE, 3, 1993, Rio de Janeiro. **Atas...** Rio de Janeiro: SBG, 1993, p. 194-200.

CRESPI, J.M. Some guidelines for the practical application of Fry's method of strain analysis. **Journal of Structural Geology**, v. 16, p. 1327-1330, 1986.

CUNHA, R.F. **Contexto paleoambiental e tafonomia da assembléia fóssil da Formação Guabirotuba, Bacia de Curitiba, Paraná**. Curitiba, 2016. 131 p. Dissertação (Mestrado em Geociências) – Departamento de Geologia, Universidade Federal do Paraná.

CURY, L.F. **Geologia do Terreno Paranaguá**. São Paulo, 2009. 202 p. Tese (Doutorado em Geociências) – Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo.

CURY, F.C.; KAULFUSS, G.A.; SIGA JUNIOR, O.; BASEI, M.A.S.; HARARA, O.M.; SATO, K. Idades U-Pb (zircões) de 1.75 Ga em granitoides alcalinos deformados dos núcleos

Betara e Tigre: Evidências de regimes extensionais do Estateriano na Faixa Apiaí. **Revista do Instituto de Geociências**, v. 2, p. 95-108, 2002.

DEHLER, N.M.; MACHADO, R.; FASSBINDER, E. Shear structures in the Serra do Azeite Shear Zone, southeastern Brazil: transtensional deformation during regional transpression in the central Mantiqueira province (Ribeira Belt). **J. S. Am. Earth Sci.** v. 23, p. 176-192, 2007.

EBERT, H.D. & HASUI, Y. Transpressional tectonics and strain partitioning during oblique collision between three plates in the Precambrian of southeast Brazil. In: HOLDSWORTH, R.E.; STRACHAN, R.A.; DEWEY, J.F. (eds.), *Continental Transpressional and Transtensional Tectonic*. London: **Geological Society, Special Publications**, n. 135, p. 231-252, 1998.

EBERT, H.D.; HASUI, Y.; COSTA, J.B.S. Ocaráter transpressivo do cinturão transcorrente Rio Paraíba do Sul. In: SIMPÓSIO NACIONAL DE ESTUDOS TECTÔNICOS, 3, 1991, Rio Claro. **Boletim de Resumos Expandidos...** Rio Claro: SBG., 1991, p. 139-141.

EBERT, H. D.; NEVES, M.A.; HASUI, Y.; SZATMARI, P.; AIRES, R. Evolução dos cinturões de cisalhamento entre os blocos São Paulo, Vitória e Brasília através da tectônica colisional oblíqua: uma modelagem física. In: SIMPÓSIO NACIONAL DE ESTUDOS TECTÔNICOS, 5, 1993, Belo Horizonte. **Boletim...** Belo Horizonte: SBG, v.12, 1993. p. 254-258.

ELLIOTT, D. Determination of finite strain and initial shape from deformed elliptical objects. **Geological Society of America Bulletin**, v. 81, p. 2221-2236, 1970.

FALEIROS, F.M. **Evolução de terrenos tectono-metamórficos da serrania do Ribeira e Planalto Alto Turvo (SP, PR)**. São Paulo, 2008. 318 p. Tese (Doutorado em Geociências) – Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo.

FALEIROS, F.M.; CAMPANHA, G.A.C.; MARTINS, L.; VLACH, S.R.F.; VASCONCELOS, P.M. Ediacaran high-pressure collision metamorphism and tectonics of the southern Ribeira Belt (SE Brazil): Evidence for terrane accretion and dispersion during Gondwana assembly. **Precambrian Research**, v. 189, p. 263-291, 2011.

FALEIROS, F.M.; CAMPANHA, G.A.C.; PAVAN, M.; ALMEIDA, V.V.; RODRIGUES, S.W.O.; ARAUJO, B.P. Short-lived polyphase deformation during crustal thickening and exhumation of a collisional orogen (Ribeira Belt, Brazil). **Journal of Structural Geology**, v. 93, p. 106-130, 2016.

FASSBINDER, E. **Análise estrutural da Falha da Lancinha, Estado do Paraná**. São Paulo, 1990. 165 p. Dissertação (Mestrado em Geociências) – Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo.

FASSBINDER, E. **A unidade Água Clara no contexto do Grupo Açungui: um modelo transpressivo de colisão oblíqua no Neoproterozoico paranaense**. São Paulo, 1996. 207 p. Tese (Doutorado em Geociências) – Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo.

FIORI, A.P. A Falha da Lancinha no Pré-Cambriano paranaense: reflexo de uma falha profunda? **Boletim Paranaense de Geociências**, n. 36, p. 6-14, 1985.

FIORI, A.P. **Tectônica e Estratigrafia do Grupo Açungui a Norte de Curitiba**. São Paulo, 1990. 261 p. Tese (Livre-Docência em Geociências) – Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo.

FIORI, A.P. Tectônica e estratigrafia do Grupo Açungui – PR. **Bol. IG.–USP: Sér. Cient.**, 23: 55-74, 1992.

FIORI, A.P. **Introdução à análise da deformação**. Curitiba: Editora da UFPR, 249 p, 1997.

FOSSEN, H. **Geologia estrutural**. São Paulo: Oficina de Textos, 584 p, 2012.

FOSSEN, H.; CAVALCANTE, G.C.G.; PINHEIRO, R.V.L.; ARCHANJOD, C.J. Deformation – Progressive or multiphase? **Journal of Structural Geology**, v. 125, p. 82-99, 2019.

FRONZA, G.; GILVEIRA, C.T.; FIORI, A.P.; SALAMUNI, E.; NASCIMENTO, E.R.; D'ARÓZ, P.; MOTTIN, T.E. Aplicativos para geração de estereogramas e classificação de rochas ígneas. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 48, 2016, Porto Alegre. **Anais...** São Paulo: Sociedade Brasileira de Geologia, 2016. v. 1.

FRY, N. Random point distributions and strain measurement in rocks. **Tectonophysics**, v. 60, p. 89-105, 1979.

FUCK, R.A.; TREIN, E.; MARINI, O.J. Geologia e petrografia dos migmatitos do Paraná. **Boletim Paranaense de Geociências**, v. 23-25, p. 5-41, 1967.

GONÇALVES, F.M. **Caracterização da Zona de Cisalhamento Curitiba - (PR)**. Curitiba, 2012. 123 p. Dissertação (Mestrado em Geociências) – Departamento de Geologia, Universidade Federal do Paraná.

HACKSPACHER, P.C.; MORALES, N.; ZANARDO, A.; GODOY, A.M.; OLIVEIRA, M.A.F. de.; ARTUR, A.C. A tectônica transcorrente – transpressiva brasileira da Folha São Roque – SP. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 37, 1992, São Paulo, **Anais...** São Paulo: SBG., v. 2, p. 348-350.

HARTMANN, L.A.; SANTOS, J.O.S.; MCNAUGHTON, N.J.; VASCONCELLOS, M.A.Z.; SILVA, L.C. Ion microprobe (SHRIMP) dates complex granulite from Santa Catarina, southern Brazil. **An. Acad. Bras. Ciências**, v. 72, p. 560-572, 2000.

HASUI, Y. Aspectos geológicos essenciais da secção Caconde – Caraguatatuba e suas implicações na reconstituição e evolução do pré-cambriano do Leste Paulista. In: JORNADA CARTA GEOLÓGICA DO ESTADO DE SÃO PAULO EM 1:50.000, 1983, São Paulo, **Atas...** São Paulo: p. 227-252.

HEILBRON, M.; PEDROSA-SOARES, A.C.; CAMPOS NETO, M.C.; SILVA, L.C.; TROUW, R.A.J.; JANASI, V.A. Província Mantiqueira. In: MANTESSONETO, V. et al.,

(orgs.), **Geologia do Continente Sul-Americano: evolução da obra de Fernando Flávio Marques de Almeida**. São Paulo: Ed. Deca, p. 203-234, 2004.

HEILBRON, M.; VALERIANO, C.M.; TASSINARI, C.C.G.; ALMEIDA, J.C.H.; TUPINAMBÁ, M.; SIGA JUNIOR, O.; TROUW, R.A.J. Correlation of Neoproterozoic terranes between the Ribeira Belt, SE Brazil and its African counterpart: comparative tectonic evolution and open questions. In: PANKHURST, R.J.; TROUW, R.A.J.; BRITO NEVES, B.B.; DE WIT, M. (eds.), *West Gondwana pre-Cenozoic Correlations across the South Atlantic Region*. London: **Journal Geological Society London, Special Publication**, v. 294, p. 211-232, 2008.

HOSSACK, J.R., Pebble deformation and thrusting in the Bygdin area (Southern Norway). **Tectonophysics**, v. 5, p. 315-339, 1968.

KUMAR, R.; SRIVASTAVA, D.C.; OJHA, A.K. A comparison of the methods for objective strain estimation from the Fry plots. **Journal of Structural Geology**, v. 63, p. 76-90, 2014.

LISLE, R.J. **Geological Strain Analysis: A Manual for the Rf/φ Technique**. Oxford: Pergamon Press, 99 p, 1985.

MARSHAK, S. & MITRA, G. **Basic Methods of Structural Geology**. New Jersey: Prentice-Hall, 446 p, 1988.

MELO, R.P. & OLIVEIRA, M.AF. Geologia e litogeoquímica de migmatitos, charnockitos e granulitos do Complexo Guaxupé na região de São João da Boa Vista (SP). **Brazilian Journal of Geology**, v. 43, n. 2, p. 253-272, 2013.

MULCHRONE, K.F. Fitting the void: Data boundaries, point distributions and strain analysis. **Journal of Structural Geology**, v. 46, p. 22-33, 2013.

PASSARELLI, C.R. **Caracterização estrutural e geocronológica dos domínios tectônicos da porção sul-oriental do Estado de São Paulo**. São Paulo, 2001. 254 p. Tese (Doutorado em Geociências) – Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo.

PASSARELLI, C.R.; BASEI, M.A.S.; SIGA JUNIOR, O.; HARARA, O.M.M. The Luís Alvez and Curitiba Terranes: Continental Fragments in the Adamastor Ocean. **Regional Geology Reviews - Geology of Southwest Gondwana**, 189-216, 2018.

PASSARELLI, C.R.; BASEI, M.A.S.; WEMMER, K.; SIGA JUNIOR, O.; OYHANTÇABAL, P. Major shear zones of southern Brazil and Uruguay: escape tectonics in the eastern border of Rio de la Plata and Paranapanema cratons during the Western Gondwana amalgamation. **Int J Earth Sci Geol Rundsch**, v. 100, p. 391-414, 2011.

PRAZERES FILHO, H.J. **Caracterização geológica e petrogenética do Batólito Granítico Três Córregos (PR-SP): Geoquímica isotópica (Nd-Sr-Pb), idades (IDTIMS/SHRIMP) e $\delta^{18}\text{O}$ em zircão**. São Paulo, 2005. 207 p. Tese (Doutorado em Geociências) – Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo.

PRAZERES FILHO, H.J.; BASEI, M.A.S.; PASSARELLI, C.R.; HARARA, O.M.M.; SIGA JUNIOR, O. U–Pb zircon ages of post- orogenic granitic magmatism in Apiaí Folded Belt (Paraná State, southern Brazil): petrological and geotectonic significance. In: IV SOUTH AMERICAN SYMPOSIUM ON ISOTOPE GEOLOGY, 2003. **Anais...** Salvador: CBPM/IRD, v. 2, p. 656-659.

RAMSAY, J.G. **Folding and fracturing of rocks**. New York: McGraw-Hill, 568 p, 1967.

RAMSAY, J.G. Shear zone geometry: a review. **Journal of Structural Geology**, v. 2, p. 83-99, 1980.

RAMSAY, J.G. & HUBER, M.I. **The techniques of modern structural geology: Strain analysis**. New York: Academic Press, 278 p, 1983.

RING, U. Volume strain, strain type and flow path in a narrow shear zone. **Geol. Rundsch**, n. 86, p. 786-801, 1998.

RODRIGUES, S.W.O.; ARCHANJO, C.J.; LAUNEAU, P. Determinação da orientação preferencial de forma (opf) de silicatos em rochas graníticas: Granito Campina Grande (PB). **Revista Brasileira de Geociências**, v. 39, n. 3, p. 435-451, 2009.

SADOWSKI, G.R. A megafalha de Cubatão no sudeste brasileiro. **BoI. IG-USP, Sér. Cient.**, v. 22, p. 15-28, 1991.

SALAMUNI, E. **Tectônica da Bacia Sedimentar de Curitiba (PR)**. Rio Claro, 1998. 214 p. Tese (Doutorado em Geociências) – Instituto de Geociências e Ciências Exatas, Universidade Estadual Paulista.

SALAMUNI, E.; EBERT, H.D.; BORGES, M.S.; HASUI, Y.; COSTA, J.B.S.; SALAMUNI, R. Tectonics and sedimentation of the Curitiba Basin. **Journal of South American Earth Sciences**, v. 15, n. 8, p. 901-910, 2003.

SANDERSON, D.J. & MARCHINI, W.R.D. Transpression. **J. Struct. Geol.**, v. 6, n. 5, p. 449-458, 1984.

SATO, K.; SIGA JUNIOR, O.; NUTMAN, A.P.; BASEI, M.A.S.; MCREATH, I.; KAULFUSS, G. The Atuba Complex, Southern South American Platform: Archean Components and Paleoproterozoic to Neoproterozoic Tectonothermal Events. **Gondwana Research**, v. 6, n. 2, p. 251-263, 2003.

SHAN, Y. An analytical approach for determining strain ellipsoids from measurements on planar surfaces. **Journal of Structural Geology**, v. 30, p. 539-546, 2008.

SHAN, Y. & XIAO, W. A statistical examination of the Fry method of strain analysis. **Journal of Structural Geology**, v. 33, p. 1000-1009, 2011.

SIBSON, R.H. Fault rocks and fault mechanisms. **Journal of Geological Society of London**, v. 133, p. 191-213, 1977.

SIGA JUNIOR, O. **Domínios tectônicos do sudeste do Paraná e nordeste de Santa Catarina: geocronologia e evolução crustal**. São Paulo, 1995. 212 p. Tese (Doutorado em Geociências) – Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo.

SIGA JUNIOR, O.; BASEI, M.A.S.; MACHIAVELLI, A. Evolução geotectônica da porção NE de Santa Catarina e SE do Paraná, com base em interpretações geocronológicas. **Revista Brasileira de Geociências**, v. 23, n. 3, p. 215-223, 1993.

SIGA JUNIOR, O.; BASEI, M.A.S.; PASSARELLI, C.R.; HARARA, O.M.; SATO, K.; CURY, L.F.; PRAZERES FILHO, H.J. Geocronologia de rochas gnáissico-migmatíticas e sienograníticas do Núcleo Setuva (PR): Implicações Tectônicas. **Revista Brasileira de Geociências**, v. 37, p. 114-128, 2007.

SIGA JUNIOR, O.; BASEI, M.A.S.; PASSARELLI, C.R.; SATO, K.; CURY, L.F.; MCREATH, I. Lower and Upper Neoproterozoic magmatic records in Itaiacoca Belt (Paraná-Brazil): Zircon ages and lithostratigraphy studies. **Gondwana Research**, v. 15, p. 197-208, 2009.

SIGA JUNIOR, O.; BASEI, M.A.S.; REIS NETO, J.M.; MACHIAVELLI, A.; HARARA, O.M. O Complexo Atuba: um cinturão Paleoproterozoico intensamente retrabalhado no Neoproterozoico. **Bol. IG. – USP: Sér. Cient.**, v. 26, p. 69-98, 1995.

SIGA JUNIOR, O.; BASEI, M.A.S.; SATO, K.; PASSARELLI, C.R.; NUTMAN, A.; MCREATH, I.; PRAZERES FILHO, H. Calymmanian (1.50-1.45 Ga) magmatic records in Votuverava and Perau sequences, south-southeastern Brazil: Zircon ages and Nd-Sr isotopic geochemistry. **Journal of South American Earth Sciences**, v. 32, p. 301-308, 2011.

SILVA, P.C.S.; YAMATO, A.A.; VASCONCELOS, C.S.; LOPES JÚNIOR, I. **Projeto Folha de Curitiba (SG-22-X-D-I)**. São Paulo: Relatório Final, 91 p, 1998.

SOARES, A. & DIAS, R. Constrangimentos dos métodos de Fry e R_f/ϕ e transecção de dobras: um exemplo de deformação progressiva no Varisco Ibérico. **Comunicações Geológicas**, v. 101, p. 331-334, 2014.

SOARES, P.C. & REIS NETO, J. Um estudo de caracterização termodinâmica de microestruturas dos Grupos Açungui e Setuva (PR). In: SIMPÓSIO SUL-BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 3, 1987, Curitiba. **Anais...** Curitiba: SBG., v. 1, p. 147-165.

SORBY, H.C. On the application of quantitative methods to the study of the structure and history of rocks. **Journal of the Geological Society of London**, v. 64, p. 171-232, 1908.

TASSINARI, C.C.G.; BARBOUR, A.P.; DAITX, E.C.; SATO, K. Aplicação dos isótopos de Pb-Sr na determinação da natureza das fontes das mineralizações de chumbo do Vale do Ribeira - SP e PR. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 36, 1990, Natal. **Anais...** Natal: SBG., n. 3, p. 1254-1266.

TWISS, R.J. & MOORES, E.M. **Structural Geology**. New York: W.H. Freeman, 532 p, 2007.

VOLLMER, F.W. **EllipseFit: Strain and Fabric Analysis Software User Manual Version 3.4.0** [computer software user manual]. Disponível em: <http://www.frederickvollmer.com/ellipsefit/>, 2017.

WALDRON, J.W.F.; & WALLACE, K.D. Objective fitting of ellipses in the centre-to-centre (Fry) method of strain analysis. **Journal of Structural Geology**, v. 29, p. 1430-1444, 2007.

YAMAJI, A. Theories of strain analysis from shape fabrics: A perspective using hyperbolic geometry. **Journal of Structural Geology**, v. 30, p. 1451-1465, 2008.

6 CONSIDERAÇÕES FINAIS

A área de estudo constitui-se principalmente por migmatitos do Complexo Atuba, estabelecida no domínio do Terreno Curitiba e localiza-se principalmente na cidade de Curitiba e regiões circunvizinhas. O Complexo Atuba apresenta dois tipos distintos de elementos planares e lineares dúcteis, são eles:

(1) estruturas (Dn-1) com geração de foliação (Sn-1) de baixo a alto ângulo de mergulho para SW ou NE e atribuídas ao regime tectônico de cavalgamento. As paragêneses indicam fácies anfibolito superior a granulito. A foliação Sn-1 apresenta maior plasticidade do que a foliação Sn, exibindo grande quantidade de dobras desarmônicas. Nesse contexto ocorre a primeira fase de migmatização, gerando leucossomas granodioríticos-tonalíticos e melanossomas formados por minerais máficos (diopsídio, granada e enstatita). As figuras de polo para os feldspatos, segundo a análise de EBSD, apresentam polos (001) na direção $\langle 010 \rangle$, apontando altas temperaturas (fácies anfibolito superior a granulito) ou polos (010) na direção $\langle 001 \rangle$, sugerindo menores temperaturas. As figuras de polo para os cristais de quartzo mostram um plano de deslizamento basal com componente romboédrico, indicando baixas temperaturas, provavelmente devido ao evento retrometamórfico que ocorreu posteriormente. O evento (Dn-1) parece ter correlação com o Ciclo Orogênico Transamazônico no Paleoproterozoico.

(2) estruturas transcorrentes-transpressivas (Dn) constituídas por foliação milonítica (Sn) de direção NE-SW e baixo a alto ângulo de mergulho para SE ou NW. Estão relacionadas à Zona de Cisalhamento Lancinha-Cubatão e à Zona de Cisalhamento Curitiba. A fácies metamórfica corresponde ao grau médio (anfibolito inferior). Nessa conjuntura ocorre a segunda fase de migmatização, formando leucossomas graníticos. As figuras de polo para os cristais de quartzo exibem a ativação do sistema de deslizamento basal com auxílio do sistema romboédrico ou apenas a ativação do sistema romboédrico. A foliação Sn pode estar vinculada aos processos transpressivos do Cinturão Ribeira no Ciclo Brasileiro.

A quantificação da deformação foi desenvolvida por intermédio dos métodos de Fry, Polar e R_f/ϕ , baseada na análise do quartzo e feldspatos em 26 lâminas delgadas. As amostras indicaram razões de deformação similares para todos os métodos utilizados nos planos XZ e YZ, variando para os cristais de quartzo entre 4,984 a 1,372 no plano XZ e 2,567 a 1,057 no plano YZ. Para os feldspatos a razão

de deformação oscila entre 2,959 a 1,081 (plano XZ) e 2,029 a 1,007 (plano YZ). Os valores de razão apontaram que o quartzo acomodou as tensões regionais com maior intensidade do que o feldspato. Os elipsoides são oblatos e correspondem ao campo do achatamento aparente.

Segundo a análise de feições microestruturais e EBSD foi possível observar que a deformação ocorreu principalmente por mecanismos de fluência de deslocamento, associados aos processos de recristalização dinâmica. Os feldspatos foram recristalizados por *bulging* e o quartzo por migração de borda de grãos.

Um episódio tardio do Complexo Atuba é o retrometamorfismo, gerando alteração dos minerais e recristalização do quartzo por *bulging*, em temperaturas de fácies xisto-verde. O hidrotermalismo (estágio pós-metamórfico) pode ser observado na geração de sericitização, cloritização, epidotização e carbonatação em algumas rochas das pedreiras Paulo Leminski, Inecol, Greca e Costa. Também podem ser notados filonitos por mecanismos de metassomatismo em afloramentos do Complexo Atuba.

Por meio dos mapas magnéticos foi possível interpretar os traçados de lineamentos, correspondentes às falhas e aos diques básicos do Mesozoico de orientação NW-SE (valores positivos em vermelho ou rosa) e, às falhas e fraturas de direção NE-SW (valores negativos em azul). Há predominância de alinhamentos magnéticos associados aos diques de diabásio. O método gamaespectrométrico auxiliou na interpretação dos tipos de rochas encontradas ao redor do município de Curitiba no Estado do Paraná e define melhor a divisão do Complexo Atuba e do Grupo Açungui do que os traçados de lineamentos dos métodos magnetométricos.

7 REFERÊNCIAS

- ADAMUSZEK M., DABROWSKI M. 2017. Sheath fold development in monoclinic shear zones. *Terra nova*, 29: 356-362.
- ALMEIDA F.F.M. 1967. Origem e evolução da Plataforma Brasileira. *Boletim do DNPM-DGM*, Rio de Janeiro, 241: 1-36.
- ALMEIDA F.F.M. 1977. O Cráton do São Francisco. *Revista Brasileira de Geociências*, 7: 349-364.
- ALMEIDA F.F.M., AMARAL G., CORDANI U.G., KAWASHITA K. 1973. The Precambrian evolution of the South America Cratonic Margin South of the Amazon River. In: NAIRM E.M., STEHLI F.G. (eds) *The Ocean basins and margins*. Plenum. Publ. Co. New York, 1: 411-446.
- ALMEIDA F.F.M., BRITO NEVES B.B., CARNEIRO C.D.R. 2000. The origin and evolution of the South American Platform. *Earth-Science Reviews*, 50: 77-111.
- ALMEIDA F.F.M., HASUI Y. 1984. *O Pré-Cambriano do Brasil*. São Paulo, Edgard Blücher, 378p.
- ALMEIDA F.F.M., HASUI Y., BRITO NEVES B.B., FUCK R.A. 1977. Províncias estruturais brasileiras. In: *SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DO NORDESTE*, Atas, Campina Grande, SBG, 8: 363-391.
- ALMEIDA F.F.M., HASUI Y., BRITO NEVES B.B., FUCK R.A. 1981. Brazilian Structural provinces: An Introduction. *Earth Sciences Reviews*, Amsterdam, 17: 1-29.
- ARBARET L., DIOT H., BOUCHEZ J.L., LESPINASSE R., DE SAINT-BLANQUAT M. 1997. Analogue 3D simple shear experiments of magmatic biotite subfabrics. In *Granite: from Segregation of Melt to Emplacement Fabrics* (Bouchez J.L., Hutton D.H.W., Stephens W.E. eds.). Kluwer Academic Publisher, Dordrecht, Netherlands, 129-143.
- ASHWORTH J.R. 1985. *Migmatites*. Blackie, Glasgow, 302p.
- BARANOV V. 1957. A new method for interpretation of aeromagnetic maps: Pseudo gravimetric anomalies. *Geophysics*, 22: 359-383.
- BARÃO L.M. 2016. Arcabouço estratigráfico - estrutural da Bacia do Guaratubinha e deformações associadas, sudeste do Estado do Paraná. *Dissertação de Mestrado*. Departamento de Geologia, Universidade Federal do Paraná, 135p.
- BASEI M.A.S. 1985. *O Cinturão Dom Feliciano em Santa Catarina*. Tese de Doutorado. Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, 186p.
- BASEI M.A.S., FRIMMEL H.E., NUTTMAN A.P., PRECIOZZI F. 2008. West Gondwana amalgamation based on detrital zircon ages from Neoproterozoic Ribeira and Dom Feliciano belts of South America and comparison with coeval sequences

from SW Africa. In: PANKHURST R.J., TROW R.A.J., BRITO NEVES B.B., DE WITT. (eds) *West Gondwana: Pre-Cenozoic Correlations Across the South Atlantic Region*. London, Geological Society, Special Publication, 294: 239-256.

BASEI M.A.S., NEVES B.B.B., SIGA JUNIOR O., BABINSKI M., PIMENTEL M.M., TASSINARI C.C.G., HOLLANDA M.H.B., NUTMAN A., CORDANI U.G. 2010. Contribution of SHRIMP U-Pb zircon geochronology to unravelling the evolution of Brazilian Neoproterozoic fold belts. *Precambrian Research*, 183: 112-144.

BASEI M.A.S., NUTMAN A., SIGA JUNIOR O., PASSARELLI C.R., DRUKAS C.O. 2009. The evolution and tectonic setting of the Luis Alves microplate of southeastern Brazil: an exotic terrane during the assembly of western Gondwana. *Dev. Precambrian Geol.* 16: 273-291.

BASEI M.A.S., MCREATH L., SIGA JUNIOR O. 1998. The Santa Catarina Granulite Complex of Southern Brazil: A Review. *Gondwana Research*, 1: 383-391.

BASEI M.A.S., SIGA JUNIOR O., MACHIAVELLI A. 1990. Tectônica de nappes do Proterozoico Superior e Eopaleozoico da porção sul-brasileira. III Reunião Internacional de Projeto 270 – PICG, Atas da São Paulo – IUGS.

BASEI M.A.S., SIGA JUNIOR O., MACHIAVELLI A., MANCINI F. 1991. Evolução tectônica do Maciço de Joinville (PR-SC). In: SIMPÓSIO NACIONAL DE ESTUDOS TECTÔNICOS, Atas, Rio Claro, SBG, 3: 132-133.

BASEI M.A.S., SIGA JUNIOR O., MACHIAVELLI A., MANCINI F. 1992. Evolução tectônica dos terrenos entre os Cinturões Ribeira e Dom Feliciano (PR - SC). *Revista Brasileira de Geociências*. 22(2): 216-221.

BASEI M.A.S., SIGA JUNIOR O., REIS NETO J.M., PASSARELLI C.R., PRAZERES H.J., KAULFUSS G., SATO K., LIMA P.S. 1999. Paleoproterozoic granulitic Belts of the Brazilian Southern Region (PR-SC). In: LL SOUTH AMERICAN SYMPOSIUM ON LSOTOPE GEOLOGY, Atas, 291-294.

BATOLA JUNIOR F., HAMA M., LOPES JUNIOR I. 1977. Idades radiométricas Rb/Sr e K/Ar em rochas cristalinas pré-brasileiras da região leste do Estado do Paraná. In: SIMPÓSIO REGIONAL DE GEOLOGIA, Atas, SBG, 324-337.

BATOLA JUNIOR F., SILVA A.T.S.F., ALGARTE J.P. 1981. O pré-cambriano da região sul-sudeste do Estado de São Paulo e leste-nordeste do Estado do Paraná. In: SIMPÓSIO REGIONAL DE GEOLOGIA, Atas, Curitiba, SBG, 3: 94-108.

BELL T.H., HAMMOND R.E. 1984. On the internal geometry of mylonite zones. *J. Geol.*, 92: 667-686.

BELL T.H., JOHNSON S.E. 1989. The role of deformation partitioning in the deformation and recrystallization of plagioclase and K-feldspar in the Woodroffe Thrust mylonite zone, central Australia. *Journal of Metamorphic Geology*, 7: 151-168.

BERGMANN M. 1988. Caracterização Estratigráfica e Estrutural da Sequência Vulcano-Sedimentar do Grupo São Roque na Região de Pirapora do Bom Jesus - Estado de São Paulo. Dissertação de Mestrado. Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, 167p.

BIGARELLA J.J. 1965. Nota explicativa acompanhando a Folha Geológica de Paranaguá. Boletim da Universidade Federal do Paraná, 13: 1-6.

BIGARELLA J.J., SALAMUNI R. 1956. Estudos preliminares na Série Açungui VII: Algumas estruturas singenéticas nos dolomitos da Formação Capiru. Arquivos de Biologia e Tecnologia, Curitiba, 11: 197-205.

BIGARELLA J.J., SALAMUNI R. 1959. Planta geológica provisória de partes dos municípios de Rio Branco do Sul, Bocaiúva do Sul, Almirante Tamandaré e Colombo. Curitiba, Instituto de Geologia - UFPR.

BLAKELY R.J. 1995. Potential theory in gravity and magnetic applications. Cambridge: Cambridge Univ. Press, 441p.

BLUMENFELD P., BOUCHEZ J.L. 1988. Shear criteria in granite and migmatite deformed in the magmatic and solid states. Journal of Structural Geology, 10: 361-372.

BORRADAILE G.J., POULSEN K.H. 1981. Tectonic deformation of pillow lava. Tectonophysics, 79: 17-27.

BOULLIER A.M., BOUCHEZ J.L. 1978. Le quartz en rubans dans les mylonites. Bulletin Society Geological, Paris, 7: 253-262.

BOYLE R.W. 1982. Geochemical prospecting for thorium and uranium deposits. Amsterdam: Developments in Economic Geology, 16: 508p.

BRANDON M.T. 1995. Analysis of geological strain data in strain-magnitude space. Journal of Structural Geology, 17: 1375-1385.

BRITO NEVES B.B., CAMPOS NETO M.C., FUCK R. 1999. From Rodinia to Western Gondwana: an approach to the Brasiliano-Pan African cycle and orogenic collage. Episodes, 22: 155-199.

BRITO NEVES B.B., CORDANI U.G. 1991. Tectonic evolution of South America during Late Proterozoic. Precambrian Research, 33: 23-40.

BROWN M. 1973. The definition of metatexis, diatexis and migmatite. Proceedings of the Geologists' Association, 84: 371-382.

BROWN M. 1979. The petrogenesis of the St-Malo migmatite belt, Armorican Massif, France, with particular reference to the diatexites. Neues jahrbuch fur Mineralogie, Abhandlungen, 135: 48-74.

BROWN M. 1994. The generation, segregation, ascent and emplacement of granite magma: the migmatite-to-crustally-derived granite connection in thickened orogens. *Earth-Science Reviews*, 36: 83-100.

BROWN M. 1998. Unpairing metamorphic belts: P-T paths and a tectonic model for the Ryoke Belt, southwest Japan. *Journal of Metamorphic Geology*, 16: 3-22.

BROWN M., SOLAR G.S. 1998. Shear-zone systems and melts: feedback relations and self-organisation in orogenic belts. *Journal of Structural Geology*, 20: 211-227.

BUCHER K., GRAPES R. 2011. *Petrogenesis of Metamorphic Rocks*. Springer, 8 ed., 428p.

BUSCH W., SCHNEIDER G., MEHNERT K.R. 1974. Initial melting at grain boundaries. Melting in rocks of granodioritic, quartzdioritic and tonalitic composition. *Neues Jahrbuch für Mineralogie, Monatshefte*, 345-370.

CABRITA D.I.G. 2015. Análise da deformação em tectonitos do bloco sul da Zona de Cisalhamento Curitiba (PR). Dissertação de Mestrado. Departamento de Geologia, Universidade Federal do Paraná, 92p.

CAMPANHA G.A.C. 1991. Tectônica proterozoica do Alto e Médio Vale do Ribeira, estados de São Paulo e Paraná. Tese de Doutorado. Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, 296p.

CAMPANHA G.A.C. 2002. O papel do sistema de zonas de cisalhamento transcorrentes na configuração da porção meridional da Faixa Ribeira. Tese de Livre Docência. Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, 105p.

CAMPANHA G.A.C., BASEI M.A.S., FALEIROS F.M., NUTMAN A.P. 2015. The Mesoproterozoic to Early Neoproterozoic passive margin Lajeado Group and Apiaí Gabbro, Southeastern Brazil. *Geoscience Frontiers*, 7(4): 683-694.

CAMPANHA G.A.C., BASEI M.A.S., TASSINARI C.C.G., NUTMAN A.P., FALEIROS F.M. 2008. Constraining the age of the Iporanga formation with SHRIMP U-Pb zircon: implications for possible Ediacaran glaciation in the Ribeira Belt, SE Brazil. *Gondwana Res.*, 13(1): 117-125.

CAMPANHA G.A.C., BISTRICHI C.A., ALMEIDA M.A. 1987. Considerações sobre a organização litoestratigráfica da Faixa de Dobramentos Apiaí. In: SIMPÓSIO SUL-BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 3, Atas, SBG, 2: 725-742.

CAMPANHA G.A.C., BRITO NEVES B.B. 2004. Frontal and oblique tectonics in the Brazilian Shield. *Episodes*, 27(4): 255-259.

CAMPANHA G.A.C., GIMENEZ FILHO A., CAETANO S.L.V., PIRES F.A., DANTAS A.S.L., TEIXEIRA A.L., DEHIRA L.K. 1986. Geologia e estratigrafia da região das folhas Iporanga e Gruta do Diabo, Vale do Ribeira, São Paulo. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 34, Anais, Goiânia, SBG, 2: 1058-1073.

CAMPANHA G.A.C., SADOWSKI G.R. 1999. Tectonics of the Southern Portion of the Ribeira Belt (Apliaí Domain). *Precambrian Research*, 98: 31-51.

CAMPOS NETO M.C. 1983. Os Gnaisses do Alto Rio Jacupiranguinha e os Xistos Cajati: Relações estruturais e estratigráficas. Atas do IV Simpósio Regional de Geologia, SBG, São Paulo, 91-102.

CAMPOS NETO M.C. 2000. Orogenic systems from southwestern Gondwana: an approach to Brasiliano-Pan African Cycle and orogenic collage in Southeastern Brazil. In: CORDANI, U.G. (ed.), *Tectonic Evolution of South America*. Rio de Janeiro: International Geological Congress, SBG, 335–365.

CARVALHO P.F. 1936. Geologia do Município de Curitiba. *Boletim Divisão de Geologia e Mineralogia*, 82: 1-37.

CASTRO L.G. 2015. Arcabouço geofísico estrutural da porção meridional do Cinturão Ribeira e regiões adjacentes. Tese de Doutorado. Departamento de Geologia, Universidade Federal do Paraná, 153p.

CASTRO L.G., FERREIRA F.J.F., CURY L.F., FIORI A.P., SOARES P.C., LOPES A.P., OLIVEIRA M.J. 2014. Interpretação qualitativa e semiquantitativa dos dados aeromagnéticos sobre a Zona de Cisalhamento Lancinha, porção meridional do Cinturão Ribeira no Estado do Paraná, Sul do Brasil. *Geol. USP*, 14(4): 3-18.

CAVALCANTE G.C.G. 2013. Evolução tectônica e reologia de uma crosta orogênica quente: o caso do anatexito Carlos chagas, Faixa Araçuaí (leste do Brasil). Tese de Doutorado. Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, 127p.

CAWOOD P.A., HAWKESWORTH C.J., DHUIME B. 2012. Detrital zircon record and tectonic setting. *Geology*, 40(10): 875-878.

CHAVEZ-KUS L. 2003. Análise da tectônica rúptil em rochas do embasamento da Bacia de Curitiba com vistas à determinação de áreas favoráveis à exploração de água subterrânea. Dissertação de Mestrado. Universidade Federal do Paraná, 216p.

CHAVEZ-KUS L., SALAMUNI E. 2008. Evidência de tensão N-S intraplaca no neógeno, Complexo Atuba - região de Curitiba (PR). *Revista Brasileira de Geociências*, São Paulo, 38(3): 439-454.

CHIODI FILHO C. 1984. Contribuição à geologia das regiões sul paulista e leste paranaense – Grupos Açungui e Setuva. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 33, Anais, SBG, 2394-2405.

CHIODI FILHO C., SANTOS J.F., SOARES P.C., MORETZSHON J.S. 1989. Estudo de elementos terras raras para caracterização e avaliação metalogenética de granitoides no Escudo Paranaense. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOQUÍMICA, Anais, Rio de Janeiro, SBGQ, 487-498.

CHOUDHURY K.R., MULCHRONE K. 2006. A comparative error analysis of manual versus automated methods of data acquisition for algebraic strain estimation. *Tectonophysics*, 421: 209-230.

COLLINS W.J., SAWYER E.W. 1996. Pervasive granitoid magma transfer through the lower-middle crust during non-coaxial compressional deformation. *Journal of Metamorphic Geology*, 14: 565-579.

CONTE T. 2018. Mecanismos de deformação e análise quantitativa textural em rochas deformadas ao longo da Zona de Cisalhamento Lancinha e adjacências. Dissertação de Mestrado. Departamento de Geologia, Universidade Federal do Paraná, 104p.

CORDANI U.G., GIRARDI V.A.V. 1967. Geologia da Folha de Morretes. *Boletim da Universidade Federal do Paraná*, 26: 40.

CORDELL L., GRAUCH J.S. 1985. Mapping basement magnetization zones from aeromagnetic data in the San Juan Basin, New Mexico. In: SEG, 52nd Annual International Meeting, Expanded Abstracts, 246-247.

CORREA NETO A.V., DAYAN H., VALENÇA J.G., CABRAL A.R. 1993. Geologia e estrutura da zona de cisalhamento do rio Paraíba do Sul e adjacências, no trecho entre Três Rios (RJ) e Sapucaia (RJ). In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DO SUDESTE, Rio de Janeiro, Atas, 3: 94-200.

COX K.G., BELL J.D., PANKHURST R.J. 1979. The interpretation of igneous rocks. Londres: George Allen & Unwin, 450p.

CPRM – COMPANHIA DE PESQUISA DE RECURSOS MINERAIS 1989. Projeto levantamentos geológicos básicos do Brasil. DNP/CPRM, 25 cartas geológicas de compilação, São Paulo, escala 1:50.000.

CPRM – COMPANHIA DE PESQUISA DE RECURSOS MINERAIS 1999. Curitiba, Folha SG.22-X-D-I. São Paulo, 1 CD-ROM, escala 1:100.000.

CPRM – COMPANHIA DE PESQUISA DE RECURSOS MINERAIS 2001. Geologia, tectônica e Recursos Minerais do Brasil: Sistemas de Informações Geográficas – SIG e Mapas na escala 1:2.500.000. BIZZI L.A., SCHOBENHAUS C., VIDOTTI R.M., GONÇALVES J.H. CPRM, Brasília: 4CD-Rom.

CPRM – COMPANHIA DE PESQUISA DE RECURSOS MINERAIS 2004. Carta Geológica da Folha Curitiba – SG.22-X-D-I. Curitiba, escala 1:100.000.

CPRM – COMPANHIA DE PESQUISA DE RECURSOS MINERAIS 2011. Projeto Aerogeofísico Paraná – Santa Catarina. São Paulo, escalas 1:100.000, 1:250.000 e 1:500.000.

CRESPI J.M. 1986. Some guidelines for the practical application of Fry's method of strain analysis. *Journal of Structural Geology*, 16: 1327-1330.

CUNHA R.F. 2016. Contexto paleoambiental e tafonomia da assembléia fóssil da Formação Guabirotuba, Bacia de Curitiba, Paraná. Dissertação de Mestrado. Departamento de Geologia, Universidade Federal do Paraná, 131p.

CURY L.F. 2009. Geologia do terreno Paranaguá. Tese de Doutorado. Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, 202p.

CURY F.C., KAULFUSS G.A., SIGA JUNIOR O., BASEI M.A.S., HARARA O.M., SATO K. 2002. Idades U-Pb (zircões) de 1.75 Ga em granitoides alcalinos deformados dos núcleos Betara e Tigre: Evidências de regimes extensionais do Estateriano na Faixa Apiaí. Revista do Instituto de Geociências, USP, São Paulo, 2: 95-108.

DAVIS G.H. 1984. Structural Geology of Rocks and Regions. Canadá: John Wiley & Sons, 492p.

DEHLER N.M., MACHADO R., FASSBINDER E. 2007. Shear structures in the Serra do Azeite shear zone, southeastern Brazil: transtensional deformation during regional transpression in the central Mantiqueira province (Ribeira belt). Journal of South American Earth Sciences, 23: 176–192.

DÍAZ-AZPIROZ M., LLOYD G.E., FERNANDEZ C. 2011. Deformation mechanisms of plagioclase and seismic anisotropy of the Acebuches metabasites (SW Iberian massif). In: PRIOR D.J., RUTTER E.H., TATHAM D.J. (eds), Deformation Mechanisms, Rheology and Tectonics: Microstructures, Mechanics and Anisotropy. Geological Society, Special Publications, 360: 79-95.

DICKSON B.L., SCOTT K.M. 1997. Interpretation of aerial gamma-ray surveys – adding the geochemical factors. AGSO J. Australia Geology & Geophysics, 17(2): 187-200.

DUNNE W.M., ONASCH C.M., WILLIAMS R.T. 1990. The problem of strain-marker centers and the Fry method. Journal of Structural Geology, 12: 933-1990.

EBERT H.D. 1971. Observações sobre a litologia e subdivisão do “Grupo Setuva” no Estado do Paraná, com sugestões à tectônica geral do “Geossinclínio Açungui”. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 25, Anais, 131-146.

EBERT H.D., HASUI Y. 1998. Transpressional tectonics and strain partitioning during oblique collision between three plates in the Precambrian of southeast Brazil. In: HOLDSWORTH R.E., STRACHAN R.A., DEWEY J.F. (eds.), Continental Transpressional and Transtensional Tectonic. London: Geological Society, Special Publications, 135: 231-252.

EBERT H.D., HASUI Y., COSTA J.B.S. 1991. O caráter transpressivo do cinturão transcorrente Rio Paraíba do Sul. In: SIMPÓSIO NACIONAL DE ESTUDOS TECTÔNICOS, Boletim de Resumos Expandidos, Rio Claro, 139-141.

EBERT H.D., NEVES M.A., HASUI Y., SZATMARI P., AIRES R. 1993. Evolução dos cinturões de cisalhamento entre os blocos São Paulo, Vitória e Brasília através da

tectônica colisional oblíqua: uma modelagem física. In: SIMPÓSIO NACIONAL DE ESTUDOS TECTÔNICOS, Boletim, Belo Horizonte, 12: 254-258.

ELLIOTT D. 1970. Determination of finite strain and initial shape from deformed elliptical objects. Geological Society of America Bulletin, 81: 2221-2236.

ERSLEV E., GE H. 1990. Least-squares center-to-center and mean object ellipse fabric analysis. J. Struct. Geol., 12: 1049-1059.

FALEIROS F.M. 2008. Evolução de terrenos tectono-metamórficos da serra da Ribeira e Planalto Alto Turvo (SP, PR). Tese de doutorado. Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, 318p.

FALEIROS F.M., CAMPANHA G.A.C., BELLO R.M.S., FUZIKAWA K. 2007. Fault-valve action and vein development during strike-slip faulting: an example from the Ribeira Shear Zone, southeastern Brazil. Tectonophysics, 438: 1-32.

FALEIROS F.M., CAMPANHA G.A.C., BELLO R.M.S., FUZIKAWA K. 2010. Quartz recrystallization regimes, c-axis texture transitions and fluid inclusion reequilibration in a prograde greenschist to amphibolite facies mylonite zone (Ribeira Shear Zone, SE Brazil). Tectonophysics, 485: 193-214.

FALEIROS F.M., CAMPANHA G.A.C., MARTINS L., VLACH S.R.F., VASCONCELOS P.M. 2011. Ediacaran high-pressure collision metamorphism and tectonics of the southern Ribeira Belt (SE Brazil): Evidence for terrane accretion and dispersion during Gondwana assembly. Precambrian Research, 189: 263-291.

FALEIROS F.M., CAMPANHA G.A.C., PAVAN M., ALMEIDA V.V., RODRIGUES S.W.O., ARAUJO B.P. 2016. Short-lived polyphase deformation during crustal thickening and exhumation of a collisional orogen (Ribeira Belt, Brazil). Journal of Structural Geology, 93: 106-130.

FASSBINDER E. 1990. Análise estrutural da Falha da Lancinha, Estado do Paraná. Dissertação de Mestrado. Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, 165p.

FASSBINDER E. 1996. A unidade Água Clara no contexto do Grupo Açungui: um modelo transpressivo de colisão oblíqua no Neoproterozoico paranaense. Tese de Doutorado. Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, 207p.

FERNANDES G.L.F., SCHMITT R.S., BONGIOLO E.M., BASEI M.A.S., MENDES J.C. 2015. Unraveling the tectonic evolution of a Neoproterozoic-Cambrian active margin in the Ribeira Orogen (SE Brazil): U-Pb and Lu-Hf provenance data. Precambrian Research, 266: 337-360.

FERREIRA F.J.F. 1982. Integração de Dados Aeromagnéticos e Geológicos: Configuração e Evolução Tectônica do Arco de Ponta Grossa. Dissertação de Mestrado. Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, 186p.

FERREIRA F.J.F., SOUZA J., BONGIOLO A.B.S., CASTRO L.G. 2013. Enhancement of the total horizontal gradient of magnetic anomalies using the tilt angle. *Geophysics*, 78: 33-41.

FERREIRA F.J.F., SOUZA J., BONGIOLO A.B.S., CASTRO L.G., ROMEIRO M.A.T. 2010. Realce do gradiente horizontal total de anomalias magnéticas usando a inclinação do sinal analítico. Parte I: Aplicação a dados sintéticos. In: IV SIMPÓSIO BRASILEIRO DE GEOFÍSICA, Brasília, Anais, 1-6.

FERREIRA F.O. 2016. Desenvolvimento microestrutural e de orientações cristalográficas preferenciais em agregados de hematita: Resultados obtidos a partir de formações ferríferas do Quadrilátero Ferrífero-MG e modelagem viscoplástica. Dissertação de mestrado. Instituto de Geociências, Universidade de Brasília, 75p.

FIORI A.P. 1985. A Falha da Lancinha no Pré-Cambriano paranaense: reflexo de uma falha profunda? *Boletim Paranaense de Geociências*, 36: 6-14.

FIORI A.P. 1990. Tectônica e Estratigrafia do Grupo Açungui a Norte de Curitiba. Tese de Livre-Docência. Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, 261p.

FIORI A.P. 1992. Tectônica e estratigrafia do Grupo Açungui – PR. *Boletim do Instituto de Geociências – USP, São Paulo*, 23: 55-74.

FIORI A.P. 1997. Introdução à análise da deformação. Editora da UFPR, Curitiba, 249p.

FIORI A.P., GASPAR L.A. 1993. Considerações sobre a estratigrafia do Grupo Açungui (Proterozoico Superior), Paraná, sul do Brasil. *Boletim IG-USP, Série Científica*, 24: 1-19.

FLINN D. 1962. On folding during three-dimensional progressive deformation. *Quarterly Journal of the Geological Society of London*, 118: 385-433.

FLINN D. 1978. Construction and computation of three-dimensional deformations. *Journal of the Geological Society of London*, 135: 291-305.

FOSSSEN H. 1993. Structural evolution of the bergsdalen nappes, southwest Norway. *Norges Geol. Unders. Bull.*, 424: 23-50.

FOSSSEN H. 2012. *Geologia estrutural. Oficina de Textos*, São Paulo, 584p.

FOSSSEN H., CAVALCANTE G.C.G. 2017. Shear zones – A review. *Earth-Science Reviews*, 171: 434-455.

FOSSSEN H., CAVALCANTE G.C.G., PINHEIRO R.V.L., ARCHANJOD C.J. 2019. Deformation – Progressive or multiphase? *Journal of Structural Geology*, 125: 82-99.

FOSSSEN H., TIKOFF B. 1998. Extended models of transpression/transtension and application to tectonic settings. In: HOLDSWORTH R.E., STRACHAN R.A., DEWEY

J.F. (eds.), Continental transpressional and Transtensional Tectonics, Geological Society, Special Publication, 135: 15-33.

FRITZSONS JUNIOR. O., PIEKARZ G.F., FALCADE D. 1982. Geologia e potencial mineral do Grupo Setuva (PR). In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 32, Anais, SBG, 3: 987-1001.

FRONZA G., GILVEIRA C.T., FIORI A.P., SALAMUNI E., NASCIMENTO E.R., D'ARÓZ P., MOTTIN T.E. 2016. Aplicativos para geração de estereogramas e classificação de rochas ígneas. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 48, Anais, SBG, 1.

FRY N. 1979. Random point distributions and strain measurement in rocks. Tectonophysics, Amsterdam, 60: 89-105.

FRY N. 1999. Fry plots: warning about summed moments. J. Struct. Geol., 21: 129-134.

FUCK R.A. 1967. Geologia da Folha de Piraquara. Comissão da Carta Geológica do Paraná, Curitiba, 37p.

FUCK R.A., BRITO NEVES B.B., SCHOBENHAUS C. 2008. Rodinia descendants in South America. Precambrian Research, 160(1-2): 108-126.

FUCK R.A., MARINI O.J., TREIN E. 1967b. Contribuição ao estudo das rochas graníticas do Estado do Paraná. Boletim Paranaense de Geociências, Curitiba, 23-25: 183-221.

FUCK R.A., TREIN E., MARINI O.J. 1967a. Geologia e petrografia dos migmatitos do Paraná. Boletim Paranaense de Geociências, Curitiba, 23-25: 5-41.

FUCK R.A., TREIN E., MURATORI A., RIVEREAU J.C. 1969. Mapa Geológico preliminar do litoral, da Serra do Mar e parte do primeiro planalto no Estado do Paraná. Boletim Paranaense de Geociências, (27): 124-152.

FYNN G.W., POWELL W.J.A. 1979. The Cutting and Polishing of Electro-Optic Materials. Adams Hilger, London, 216p.

GHOSH S.K., KHAN D., SENGUPTA S. 1995. Interfering folds in constrictional deformation. J. Struct. Geol., 17: 1361-1373.

GIRARDI V.A.V. 1974. Petrologia do Complexo Básico-Ultrabásico de Piên - PR. Tese de Livre Docência. Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, 146p.

GIRARDI V.A.V. 1976. Geologia e petrologia do complexo básico-ultrabásico de Piên, PR. Revista Brasileira de Geociências, 6: 109-124.

GIRARDI V.A.V., ULBRICH H.H.G.J. 1980. Origin and evolution of the Piên Mafic Ultramafic Complex, southern Brazil. Journal of Geology, 88(3): 251-269.

GONÇALVES F.M. 2012. Caracterização da Zona de Cisalhamento Curitiba - (PR). Dissertação de mestrado. Departamento de Geologia, Universidade Federal do Paraná, 123p.

GRANT F.S., DODDS J. 1972. MAGMAP FFT processing system development notes, Paterson Grant and Watson Limited.

GUIMARÃES D.P. 2019. Evolução tectonometamórfica e estudo de proveniência da Sucessão Rio das Cobras – Terreno Paranaguá (Cinturão Ribeira Sul). Dissertação de Mestrado. Departamento de Geologia, Universidade Federal do Paraná, 149p.

GUIMARÃES S.B., REIS NETO J.M., SIQUEIRA R.B.L. 2002. Caracterização dos estromatólitos da Formação Capiru (Proterozoico) nas regiões de Morro Azul e Morro Grande: leste do Paraná. Boletim Paranaense de Geociências, Curitiba, 51: 77-88.

HACKSPACHER P.C., MORALES N., ZANARDO A., GODOY A.M., OLIVEIRA M.A.F., ARTUR A.C. 1992. A tectônica transcorrente – transpressiva brasileira da Folha São Roque – SP. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 37, Anais, SBG, 2: 348-350.

HARARA O.M.M. 1996. Análise estrutural, petrológica e geocronológica dos litotipos da região de Piên (PR) e adjacências. Dissertação de Mestrado. Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, 243p.

HARARA O.M.M. 2001. Mapeamento e investigação petrológica e geocronológica dos litotipos da região do Alto do Rio Negro (PR-SC): Um exemplo de sucessivas e distintas atividades magmáticas durante o Neoproterozoico. Tese de Doutorado. Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, 206p.

HARARA O.M.M., SIGA JUNIOR O., BASEI M.A.S., VALEY J.W., SATO K. 2002. From subduction to late and post-collision settings: a record from Neoproterozoic successive magmatic in the upper Rio Negro region (PR-SC), southern Brazil. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 41, João Pessoa, 310.

HARTMANN L.A., SANTOS J.O.S., MCNAUGHTON N.J., VASCONCELLOS M.A.Z., SILVA L.C. 2000. Ion microprobe (SHRIMP) dates complex granulite from Santa Catarina, southern Brazil. An. Acad. Bras. Ciências, 72: 560-572.

HASUI Y. 1975. Evolução polifásica do Pré-Cambriano a Oeste de São Paulo. Boletim IGC-USP, 6: 95-108.

HASUI Y. 1983. Aspectos geológicos essenciais da secção Caconde – Caraguatatuba e suas implicações na reconstituição e evolução do pré-cambriano do Leste Paulista. In: JORNADA CARTA GEOLÓGICA DO ESTADO DE SÃO PAULO, escala 1:50.000, Atas, 227-252.

HASUI Y., CARNEIRO C.D.R., COIMBRA A.M. 1975. The Ribeira Folded Belt. Revista Brasileira de Geociências, 5: 257-266.

HASUI Y., EBERT H.D., QUADE H. 1984. Aspectos geológicos da megantiforma da Serra do Cadeado, PR. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 33, Anais, 7: 2380-2394.

HASUI Y., OLIVEIRA M.A.F. 1984. Província Mantiqueira setor central. In: ALMEIDA F.F.M., HASUI Y. O Pré-Cambriano do Brasil. São Paulo. Edgard Blucher Ltda., 308-344.

HEILBRON M., PEDROSA-SOARES A.C., CAMPOS NETO M.C., SILVA L.C., TROUW R.A.J., JANASI V.A. 2004. Província Mantiqueira. In: MANTESSONETO V. et al. (orgs) Geologia do Continente Sul-Americano: evolução da obra de Fernando Flávio Marques de Almeida. Ed. Deca, São Paulo, 203-234.

HEILBRON M., VALERIANO C.M., TASSINARI C.C.G., ALMEIDA J.C.H., TUPINAMBÁ M., SIGA JUNIOR O. TROUW R.A.J. 2008. Correlation of Neoproterozoic terranes between the Ribeira Belt, SE Brazil and its African counterpart: comparative tectonic evolution and open questions. In: PANKHURST R.J., TROUW R.A.J., BRITO NEVES B.B., DE WIT M. (eds) West Gondwana pre-Cenozoic Correlations across the South Atlantic Region. Journal Geological Society London, Special Publication, 294: 211-232.

HENRIQUE-PINTO R., JANASI V.A., VASCONCELLOS A.C.B.C., SAWYER E.W., BARNES S.J., BASEI M.A.S., TASSINARI C.C.G. 2015. Zircon provenance in meta-sandstones of the São Roque Domain: Implications for the Proterozoic evolution of the Ribeira Belt, SE Brazil. Precambrian Research, 256: 271-288.

HIRTH G., TULLIS J. 1992. Dislocation creep regimes in quartz aggregates. Journal of Structural Geology, 14: 145-159.

HOBBS B.E., MEANS W.D., WILLIAMS P.F. 1976. An Outline of Structural Geology. John Wiley and Sons, New York, 512p.

HOBSON A., BUSSY F., HERNANDEZ J. 1998. Shallow-level migmatization of gabbros in a metamorphic contact aureole, Fuerteventura basal complex, Canary Islands. Journal of Petrology, 39: 1025-1037.

HOSSACK J.R. 1968. Pebble deformation and thrusting in the Bygdin area (Southern Norway). Tectonophysics 5: 315-339.

HOWELL G.H. 1995. Principles of terranes analysis: new applications for global tectonics. Chapman & Hall, London – Glasgow – Weinheim - New York – Tokyo – Melbourne – Madras, 245p.

HSÜ T.C. 1966. The characteristics of coaxial and non-coaxial strain paths. Journal of Strain Analysis for Engineering Design, 1(3): 216-222.

JAMIESON R.A. 1984. Low pressure cordierite-bearing migmatites from Kelly's Mountain, Nova Scotia. Contributions to Mineralogy and Petrology, 86: 309-320.

JAMIESON R.A., BEAUMONT C., MEDVEDEV S., NGUYEN M.H. 2004. Crustal channel flows. 2. Numerical models with applications for metamorphism in the Himalayan-Tibetan orogen. *Journal of Geophysical Research*, 109, 24p.

JOHNSON T.E., BROWN M., SOLAR G.S. 2003. Low-pressure subsolidus and suprasolidus phase equilibria in the MnNCKFMASH system: Constraints on conditions of regional metamorphism in western Main, northern Appalachians. *American Mineralogist*, 88: 624-638.

JOHNSON T.E., WOODCOCK N.H. 1991. Detecting cleavage-transected folds using cleavagebedding intersections. *J. Struct. Geol.*, 13: 919-925.

JULIANI C., HACKSPAKER P., DANTAS E.L., FETTER A.H. 2000. The Mesoproterozoic volcano-sedimentary Serra do Itaberaba Group of the central Ribeira Belt, São Paulo, Brazil: implications for the age of the overlying São Roque Group. *Revista Brasileira de Geociências*, 30: 82-86.

KAUL P.F.T. 1997. O magmatismo na Serra do mar e adjacências (sul do Brasil) no final do Proterozoico e seus condicionantes tectônicos. Tese de Doutorado. Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, 291p.

KAUL P.F.T., COITINHO J.B.L., ISSLER R.S. 1982. O episódio Campo-Alegre. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, Anais, SBG, Salvador, 1: 47-54.

KAUL P.F.T., CORDANI U.G. 1994. Aspectos petrográficos, geoquímicos e geocronológicos dos maciços graníticos da Serra do Mar no leste do Paraná e vizinhanças. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, SBG, 2: 371-972.

KAUL P.F.T., CORDANI U.G. 2000. Geochemistry of Serra do Mar granitoid magmatism and tectonic implications Southern Brazil. *Revista Brasileira de Geociências*, 30(1): 115-119.

KAUL P.F.T., TEIXEIRA W. 1982. Archean and early proterozoic complexes of Santa Catarina, Paraná and São Paulo states, south-southeaster, Brazil: an outline of their geological evolution. *Revista Brasileira de Geociências*, 12(1/3): 172-182.

KAULFUSS G.A. 2001. Geocronologia dos Núcleos de Embasamento Setuva, Betara e Tigre, Norte de Curitiba-PR. Dissertação de Mestrado. Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, 115p.

KNAUER L.G. 1999. Aspectos estratigráficos e estruturais das unidades proterozóicas da Serra do espinhaço meridional e suas implicações para a caracterização do Evento Uruçuano. Tese de Doutorado. Universidade Estadual Paulista, 226p.

KUMAR R., SRIVASTAVA D.C., OJHA A.K. 2014. A comparison of the methods for objective strain estimation from the Fry plots. *Journal of Structural Geology*, 63: 76-90.

KRUCKENBERG S.C., FERRE E.C., TEYSSIER C., VANDERHAEGHE O., WHITNEY D.L., SEATON N.C.A., SKORD J.A. 2010. Viscoplastic flow in migmatites deduced from fabric anisotropy: An example from the Naxos dome, Greece. *Journal of Geophysical Research*, 115.

KRUHL J.H. 1996. Prism and basal plane parallel subgrain boundaries in quartz: a microstructural geothermobarometer. *Journal of Metamorphic Geology*, 14: 581-589.

KRUSE R., STÜNITZ H. 1999. Deformation mechanisms and phase distribution in mafic high-temperature mylonites from the Jotun Nappe, Southern Norway. *Tectonophysics*, 303: 223-249.

LAUNEAU P., ROBIN P.Y.F. 1996. Fabric analysis using the intercept method. *Tectonophysics*, 267: 91-119.

LAW R.D., MORGAN S.S., CASEY M., SYLVESTER A.G., NYMAN M. 1992. The Papoose Flat Pluton, California: a reassessment of its emplacement history in the light of new microstructural and crystallographic observations. *Transactions of the Royal Society of Edinburgh: Earth Sciences*, 83: 361-375.

LE MAITRE R.W., STRECKEISEN A., ZANETTIN B., LE BAS M.J., BONIN B., BATEMAN P. (eds) 2008. *Igneous rocks: a classification and glossary of terms: Recommendations of the International Union of Geological Sciences Subcommittee on the Systematics of Igneous Rocks*. Cambridge University Press, 256p.

LEANDRO R. 2016. Caracterização tectonoestratigráfica das sequências terrígenas do Conjunto Morro Grande, Formação Capiu - PR. Dissertação de Mestrado. Departamento de Geologia, Universidade Federal do Paraná, 121p.

LI X. 2006. Understanding 3D analytic signal amplitude. *Geophysics*, 71(2): L13-L16.

LISLE R.J. 1985. *Geological Strain Analysis, A Manual for the Rf/φ Technique*. Pergamon Press, Oxford.

LLOYD G.E. 1983. Strain analysis using the shape of expected and observed continuous frequency distributions. *J. Struct. Geol.*, 5: 225-231.

MAACK R. 1953. Mapa geológico do Estado do Paraná. Escala 1:750.000. Curitiba: Instituto de Biologia e Pesquisas Tecnológicas.

MAACK R. 1961. Sobre a ocorrência de granitos alcalinos no Estado do Paraná e sua porção dentro das fases orogenéticas algonquianas. *Boletim UFPR, Geologia*, Curitiba, 4: 1-52.

MACHADO R., DEHLER N.M., VASCONCELOS P. 2007. ⁴⁰Ar/³⁹Ar ages (600-570 Ma) of the Serra do Azeite transtensional shear zone: evidence for syncontractional extension in the Cajati area, southern Ribeira belt. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, 79(4): 713-723.

MACHADO R., ENDO I. 1994. Superposição cinemática Brasileira no Cinturão de Cisalhamento Atlântico e na Cunha de Guaxupé. In: CONGR. BRAS. GEOL., Boletim de Resumos Expandidos, SBG, Camboriú, 38: 269-270.

MACHIAVELLI A., BASEI M.A.S., SIGA JUNIOR O. 1993. Suíte Granítica Rio Piên: um arco magmático do Proterozoico Superior na Microplaca Curitiba. *Geochimica Brasiliensis*, 7(2): 113-129.

MACLEOD I.N., VIERRA S., CHAVES A.C. 1993. Analytic signal and reduction-to-the-pole in the interpretation of total magnetic field data at low magnetic latitudes. 3rd International Congress of the Brazilian Geophysical Society, Thematic Session: Magnetism.

MAINPRICE D., BOUCHEZ J.L., BLUMENFELD P., TUBIA J.M. 1986. Dominant c slip in naturally deformed quartz: implications for dramatic plastic softening at high temperature. *Geology*, 14: 819-822.

MAITLAND T., SITZMAN S. 2007. Electron backscatter diffraction (EBSD) technique and materials characterization examples. In: ZHOU W., WANG Z. L. *Scanning microscopy for nanotechnology: techniques and applications*, Springer, 41-75.

MANTOVANI M.S.M., BRITO NEVES B.B. 2005. Geophysical boundaries of Paranapanema Proterozoic block: its importance for the Rodinia to Gondwana evolutionary theories. *Gondwana Research*, 8: 18-22.

MANTOVANI M.S.M., SHUKOWSKY W., BASEI M.A.S., VASCONCELOS A.C.B.C. 1989. Modelo gravimétrico das principais descontinuidades crustais nos terrenos pré-cambrianos dos Estados do Paraná e Santa Catarina. *Revista Brasileira de Geociências*, 19(3): 367-374.

MARINI O.J. 1967. *Geologia da Folha de Araucária*. Curitiba, Comissão da Carta Geológica do Paraná.

MARINI O.J. 1970. *Geologia da Folha de Rio Branco do Sul - PR*. Tese de Doutorado. Rio Claro, 190p.

MARINI O.J., FUCK R.A., TREIN E. 1967. Intrusivas básicas jurássico-cretáceas do Primeiro Planalto do Paraná. *Boletim Paranaense de Geociências*, Curitiba, 23/25: 307-324.

MARSHAK S., MITRA G. 1988. *Basic Methods of Structural Geology*. New Jersey, Prentice-Hall, 446p.

MCCAIG A.M. 1987. Deformation and fluid-rock interaction in metasomatic dilatant shear bands. *Tectonophysics*, 135: 121-132.

MCCLAY K. 1987. *The Mapping of Geological Structures*. John Wiley & Sons, 161p.

MCLELLAN E.L. 1984. Deformational behaviour of migmatites and problems of structural analysis in migmatite terrains. *Geological Magazine*, 121: 339-345.

MCNAUGHT M.A. 2002. Estimating uncertainty in normalized Fry plots using a bootstrap approach. *J. Struct. Geol.*, 24: 311-322.

MEHNERT K.R. 1968. *Migmatites and the origin of granitic rocks*. Elsevier Publ. Co., Amsterdam, 405p.

MEHNERT K.R., BUSCH W., SCHNEIDER G. 1973. Initial melting at grain boundaries of quartz and feldspar in gneisses and granulites. *Neues Jahrbuch für Mineralogie, Monatshefte*, 165-183.

MEIRA V.T. 2014. *Evolução tectono-metamórfica Neoproterozoica dos complexos Embu e Costeiro no contexto de formação do Gondwana Ocidental (leste do Estado de São Paulo)*. Tese de Doutorado. Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, 348p.

MELO R.P., OLIVEIRA M.A.F. 2013. Geologia e litogeoquímica de migmatitos, charnockitos e granulitos do Complexo Guaxupé na região de São João da Boa Vista (SP). *Brazilian Journal of Geology*, 43(2): 253-272.

MENEGON L., PIAZOLO S., PENNACCHIONI G. 2011. The effect of Dauphiné twinning on plastic strain in quartz. *Contrib Mineral Petrol*, 161: 635-652.

MILLER H.G., SINGH V. 1994. Potential field tilt – a new concept for location of potential field sources. *Journal of Applied Geophysics*, 32: 213-217.

MILLER R.B., PATERSON S.R. 1994. The transition from magmatic to high-temperature solid-state deformation: implications from the Mount Stuart batholith, Washington. *Journal of Structural Geology*, 16: 853-865.

MINEROPAR. 2004. Plano Diretor de Mineração para a Região Metropolitana de Curitiba. Convênio DNPM/MINEROPAR. Conteúdo: Mineração. Disponível em: <http://www.mineropar.pr.gov.br>. Acessado em 10 de outubro de 2016.

MINEROPAR. 2006a. Mapa Geológico do Estado do Paraná. Curitiba, escala 1:650.000. Disponível em: <http://www.mineropar.pr.gov.br>. Acessado em 11 de abril de 2016.

MINEROPAR. 2006b. Folha de Curitiba (SG.22-X-D). Curitiba, escala 1:250.000. Disponível em: <http://www.mineropar.pr.gov.br>. Acessado em 11 de abril de 2016.

MINEROPAR. 2006c. Folha de Ponta Grossa (SG.22-X-C-II). Curitiba, escala 1:250.000. Disponível em: <http://www.mineropar.pr.gov.br>. Acessado em 11 de abril de 2016.

MORALES L.F.G. 2006. *Estudo da orientação cristalográfica em dobras, limites de grãos e anisotropia sísmica em muscovita-quartzo milonitos*. Tese de doutorado. Universidade Federal do Rio Grande do Sul, 321p.

MORALES L.F.G, HINRICHS R., FERNANDES L.A.D. 2007. *A Técnica de Difração de Elétrons Retro-Espalhados (EBSD) em Microscópio Eletrônico de Varredura*

(MEV) e sua Aplicação no Estudo de Rochas Deformadas. *Revista Pesquisas em Geociências*, 34(1): 19-34.

MULCHRONE K.F. 2013. Fitting the void: Data boundaries, point distributions and strain analysis. *Journal of Structural Geology*, 46: 22-33.

NABIGHIAN M.N. 1972. The analytic signal of two-dimensional magnetic bodies with polygonal cross-section; its properties and use for automated anomaly interpretation. *Geophysics*, 37: 507-517.

NADAI A. 1950. *Theory of Flow and Fracture of Solids*. McGraw-Hill, New York, 572p.

NICOLAS A. 1992. Kinematics in magmatic rocks with special reference to gabbros. *Journal of Petrology*, 33: 891-915.

OLIVEIRA A.I., LEONARDOS O.H. 1943. *Geologia do Brasil*. Min. Agricultura, Serviço de Informação Agrícola, Série Didática, 2.

OLIVEIRA E.P. 1925. Mapa geológico do Estado do Paraná. Escala 1:1.000.000. Serviço Geológico e Mineralógico do Brasil.

OLIVEIRA E.P. 1927. *Geologia e recursos minerais do Estado do Paraná*. Serviço Geológico e Mineralógico do Brasil.

PARK Y., MEANS W.D. 1996. Direct observation of deformation processes in crystal mushes. *Journal of Structural Geology*, 18: 847-858.

PASSARELLI C.R. 2001. Caracterização estrutural e geocronológica dos domínios tectônicos da porção sul-oriental do Estado de São Paulo. Tese de Doutorado. Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, 254p.

PASSARELLI C.R., BASEI M.A.S., SIGA JUNIOR O., HARARA O.M.M. 2018. The Luís Alvez and Curitiba Terranes: Continental Fragments in the Adamastor Ocean. *Regional Geology Reviews - Geology of Southwest Gondwana*, 189-216.

PASSARELLI C.R., BASEI M.A.S., WEMMER K., SIGA JUNIOR O., OYHANTÇABAL P. 2011. Major shear zones of southern Brazil and Uruguay: escape tectonics in the eastern border of Rio de la Plata and Paranapanema cratons during the Western Gondwana amalgamation. *Int J Earth Sci Geol Rundsch*, 100: 391-414.

PASSCHIER C.W., MYERS J.S., KRONER A. 1993. *Geologia de campo de terrenos gnáissicos de alto grau*. São Paulo: Ed. da USP, 188p.

PASSCHIER C.W., SIMPSON C. 1986. Porphyroclast systems as kinematic indicators. *J. Struct. Geol.*, 8: 831-844.

PASSCHIER C.W., TROUW R.A.J. 2005. *Microtectonics*. Springer-Verlag, Berlim, 289p.

PATERSON S.R., FOWLER T.K. 1993. Re-examining pluton emplacement processes. *Journal of Structural Geology*, 15: 191-206.

PATERSON S.R., FOWLER T.K., SCHMIDT K.L., YOSHINOBU A.S., YUAN E.S., MILLER R.B. 1998. Interpreting magmatic fabric patterns in plutons. *Lithos*, 44: 53-82.

PATERSON S.R., VERNON R.H. 1995. Bursting the bubble of ballooning plutons: A return to nested diapirs emplaced by multiple processes. *Bulletin of the Geological Society of America*, 107: 1356-1380.

PATERSON S.R., VERNON R.H., TOBISCH O.T. 1989. A review of criteria for the identification of magmatic and tectonic foliations in granitoids. *Journal of Structural Geology*, 11: 349-363.

PETERNEL R., TROUW R.A.J., SCHMITT R.S. 2005. Interferência entre duas faixas móveis neoproterozoicas: o caso das faixas Brasília e Ribeira no sudeste do Brasil. *Revista Brasileira de Geociências*, 35(3): 297-310.

PONTES J.B. 1982. Geologia e potencialidades econômicas da Formação Água Clara - Paraná. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, Anais, Salvador, SBG, 32(3): 1002-1016.

POPP J.H., ANGULO R., BIGARELLA J.J. 1979. Geologia. In: Região Metropolitana de Curitiba, Recursos Naturais, Folha Ouro Fino, Comec, 30p.

PORTELA FILHO C.V., FERREIRA F.J.F. 2003. Estimativas das taxas de extensão crustal da região central do Arco de Ponta Grossa (Bacia do Paraná) com base em modelagens aeromagnéticas. In: VIII CONGRESSO INTERNACIONAL DA SOCIEDADE BRASILEIRA DE GEOFÍSICA, Rio de Janeiro, Resumos Expandidos, CD-ROM.

PRAZERES FILHO H.J. 2005. Caracterização geológica e petrogenética do Batólito Granítico Três Córregos (PR-SP): Geoquímica isotópica (Nd-Sr-Pb), idades (IDTIMS/SHRIMP) e $\delta^{18}\text{O}$ em zircão. Tese de Doutorado. Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, 207p.

PRAZERES FILHO H.J., BASEI M.A.S., PASSARELLI C.R., HARARA O.M.M., SIGA JUNIOR O. 2003. U-Pb zircon ages of post- orogenic granitic magmatism in Apiaí Folded Belt (Paraná State, southern Brazil): petrological and geotectonic significance. In: IV SOUTH AMERICAN SYMPOSIUM ON ISOTOPE GEOLOGY, Anais, CBPM/IRD, 2: 656-659.

PRIOR D.J., BOYLE A.P., BRENKER F., CHEADLE M.C., DAY A., LOPEZ G., PERUZZO L., POTTS G.J., REDDY S., SPIESS R., TIMMS N.E., TRIMBY P., WHEELER J., ZETTERSTROM L. 1999. The application of electron backscatter diffraction and orientation contrast imaging in the SEM to textural problems in rocks. *American Mineralogist*, 84: 1741-1759.

PRYER L.L., ROBIN P.Y.F. 1995. Retrograde metamorphic reactions in deforming granites and the origin of flame perthite. *Journal of Metamorphic Geology*, 14: 645-658.

PUTZER H. 1953. Diastrofismo “Germanótipo” e suas relações com o vulcanismo basáltico na parte meridional de Santa Catarina. *Boletim da Sociedade Brasileira de Geologia*, 2(1): 37-71.

QUEIROZ G.L., SALAMUNI E., NASCIMENTO E.R. 2014. AzimuthFinder: ferramenta para a extração de dados e apoio na análise estrutural. *Geol. USP*, 14(1): 6-80.

RAGAN D.M. 1985. *Structural geology, an introduction to geometrical techniques*. John Wiley & Sons, New York, 393p.

RAMSAY J.G. 1967. *Folding and fracturing of rocks*: McGraw-Hill, New York, 568p.

RAMSAY J.G. 1980. Shear zone geometry: a review. *Journal of Structural Geology*, 2: 83-99.

RAMSAY J.G., HUBER M.I. 1983. *The techniques of modern structural geology: Strain analysis*. Academic Press, New York, 278p.

RAMSAY J.G., HUBER M.I. 1987. *The techniques of modern structural geology: Folds and fractures*. Academic press, New York, 700p.

RANDLE V. 1992. *Microtexture Determination and its Applications*. The Institute of Materials, London, 174p.

RANDLE V., ENGLER O. 2000. *Introduction to Texture Analysis: Macrotexture, Microtexture & Orientation Mapping*. 1ed. Amsterdam, Gordon and Breach Science Publishers.

REED S.J.B. 1996. *Electron Microprobe Analysis and Scanning Electron Microscopy in Geology*. Cambridge University Press, Cambridge, 201p.

REIS NETO J.M. 1994. *Faixa Itaiacoca: Registro de uma colisão entre dois blocos continentais no Neoproterozoico*. Tese de Doutorado. Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, 296p.

RIBEIRO V.B., MANTOVANI M.S.M., LOURO V.H.A. 2014. Aerogamaespectrometria e suas aplicações no mapeamento geológico. *Terrae Didatica*, 10: 29-51.

RICKARD M.J. 1971. A classification diagram for fold orientation. *Geological Magazine*, 108: 23-26.

RING U. 1998. Volume strain, strain type and flow path in a narrow shear zone. *Geol. Rundsch*, 86: 786-801.

RODRIGUES S.W.O., ARCHANJO C.J., LAUNEAU P. 2009. Determinação da orientação preferencial de forma (opf) de silicatos em rochas graníticas: Granito Campina Grande (PB). *Revista Brasileira de Geociências*, 39(3): 435-451.

ROEST W.R.J., VERHOEF J., PILKINGTON M. 1992. Magnetic interpretation using the 3-D analytic signal. *Geophysics*, 57: 116-125.

SADOWSKI G.R. 1991. A megafalha de Cubatão no sudeste brasileiro. *Bol. IG-USP, Sér. Cient.*, 22: 15-28.

SALAMUNI E. 1998. Tectônica da Bacia Sedimentar de Curitiba (PR). Tese de Doutorado. Instituto de Geociências e Ciências Exatas, Universidade Estadual Paulista-Rio Claro, 214p.

SALAMUNI E., EBERT H.D., BORGES M.S., HASUI Y., COSTA J.B.S., SALAMUNI R. 2003. Tectonics and sedimentation of the Curitiba Basin. *Journal of South American Earth Sciences*, 15(8): 901-910.

SALAMUNI E., EBERT H.D., HASUI Y. 2004. Morfotectônica da Bacia Sedimentar de Curitiba. *Revista Brasileira de Geociências*, 34: 469.

SALAMUNI E., GONÇALVES F.M., FIORI A.P. 2010. Zona de cisalhamento Curitiba. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, Anais, Belém-PA, SBG, 1.

SALAMUNI R., BIGARELLA J.J. 1967. Contribuição à geologia do Grupo Açungui. *UFPR*, 28p.

SANDERSON D.J., MARCHINI W.R.D. 1984. Transpression. *J. Struct. Geol.*, 6(5): 449-458.

SANTOS L.R. 2017. Metamorfismo de baixo grau nos metassedimentos terrígenos da Formação Capiu – região do Morro Grande, Colombo - PR. Dissertação de Mestrado. Departamento de Geologia, Universidade Federal do Paraná, 81p.

SATO K., NUTMAN A.P., SIGA JUNIOR O., BASEI, M.A.S., WALTER, S. 2001. Mesoarchean Orthogneiss in the Atuba Complex in a Neoproterozoic Brazilian Mobile Belt in SE Brazil: An Integrated IDTIMS, EVTIMS and SHRIMP Zircon Dating Study. *Gondwana Research*, 4(4): 775-777.

SATO K., SIGA JUNIOR O., NUTMAN A.P., BASEI M.A.S., MCREATH I., KAULFUSS G. 2003. The Atuba Complex, Southern South American Platform: Archean Components and Paleoproterozoic to Neoproterozoic Tectonothermal Events. *Gondwana Research*, 6(2): 251-263.

SATO K., SIGA JUNIOR O., SILVA J.A., MCREATH I., DUNYI L., LIZUKA T., RINO S., HIRATA T., SPROESSER W., BASEI M.A.S. 2009. In situ Isotopic Analyses of U and Pb in Zircon by Remotely Operated SHRIMP II, and Hf by LA-ICP-MS: an Example of Dating and Genetic Evolution of Zircon by $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$ from the Ita Quarry in the Atuba Complex, SE Brazil. *Bol. IG., USP, Sér. Cient.*, São Paulo, 9(3): 61-69.

SAWYER E.W. 1998. Formation and evolution of granite magmas during crustal reworking: the significance of diatexites. *Journal of Petrology*, 39: 1147-1167.

SAWYER E.W. 1999. Criteria for the recognition of partial melting. *Physics and Chemistry of the Earth*, 269-279.

SAWYER E.W. 2001. Melt segregation in the continental crust: distribution and movement of melt in anatetic rocks. *Journal of Metamorphic Geology*, 19: 291-310.

SAWYER E.W. 2008. Atlas of migmatites. NRC Research Press, Canadá, 371p.

SAWYER E.W., BARNES S.J. 1988. Temporal and compositional differences between solidus and anatectic migmatite leucosomes from the Quetico metasedimentary belt, Canada. *Journal of Metamorphic Geology*, 6: 437-450.

SCHMIDT N.H., OLESEN N.O. 1989. Computer-aided determination of crystal-lattice orientation from electron-channeling patterns in the SEM. *Can. Mineral.* 27: 15-22.

SCHOLL W.U., SILVA A.C.G.A., MONASTIER M.S. 1982. A Formação Setuva do Pré-Cambriano do Estado do Paraná - uma revisão crítica. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 32, Anais, SBG, 1: 55-63.

SCHOLZ C.H. 1988. The brittle-plastic transition and the depth of seismic faulting. *Geol. Rundsch.*, 77(1): 319-328.

SHAN Y. 2008. An analytical approach for determining strain ellipsoids from measurements on planar surfaces. *Journal of Structural Geology*, 30: 539-546.

SHAN Y., XIAO W. 2011. A statistical examination of the Fry method of strain analysis. *Journal of Structural Geology*, 33: 1000-1009.

SIBSON R.H. 1977. Fault rocks and fault mechanisms. *Journal of Geological Society of London*, 133: 191-213.

SIGA JUNIOR O. 1995. Domínios tectônicos do sudeste do Paraná e nordeste de Santa Catarina: Geocronologia e evolução crustal. Tese de Doutorado. Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, 212p.

SIGA JUNIOR O., BASEI M.A.S., MACHLAVELLI A. 1991. Evolução geotectônica do Maciço de Joinville, PR e SC. *Boletim IG - USP - Publ. Esp.*, 9: 67-73.

SIGA JUNIOR O., BASEI M.A.S., MACHIAVELLI A. 1993. Evolução geotectônica da porção NE de Santa Catarina e SE do Paraná, com base em interpretações geocronológicas. *Revista Brasileira de Geociências*, 23(3): 215-223.

SIGA JUNIOR O., BASEI M.A.S., PASSARELLI C.R., HARARA O.M., SATO K., CURY L.F., PRAZERES FILHO H.J. 2007. Geocronologia de rochas gnáissico-migmatíticas e sienograníticas do Núcleo Setuva (PR): Implicações Tectônicas. *Revista Brasileira de Geociências*, 37: 114-128.

SIGA JUNIOR O., BASEI M.A.S., PASSARELLI C.R., SATO K., CURY L.F., MCREATH I. 2009. Lower and Upper Neoproterozoic magmatic records in Itaiacoca Belt (Paraná-Brazil): Zircon ages and lithostratigraphy studies. *Gondwana Research*, 15: 197-208.

SIGA JUNIOR O., BASEI M.A.S., REIS NETO J.M., BUBA R.M. 1994. Maciços graníticos da porção sudeste do Paraná e nordeste de Santa Catarina: geocronologia e implicações tectônicas. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, Boletim de Resumos Expandidos, Camboriú, SBG, 2: 400-401.

SIGA JUNIOR O., BASEI M.A.S., REIS NETO J.M., MACHIAVELLI A., HARARA O.M. 1995. O Complexo Atuba: um cinturão Paleoproterozoico intensamente retrabalhado no Neoproterozoico. *Bol. IG. – USP: Sér. Cient.*, São Paulo, 26: 69-98.

SIGA JUNIOR O., BASEI M.A.S., SATO K., PASSARELLI C.R., NUTMAN A., MCREATH I., PRAZERES FILHO H. 2011. Calymmian (1.50-1.45 Ga) magmatic records in Votuverava and Perau sequences, south-southeastern Brazil: Zircon ages and Nd-Sr isotopic geochemistry. *Journal of South American Earth Sciences*, 32: 301-308.

SILVA A.T.S.F., ALGARTE J.P. 1981. Contribuição à geologia da sequência Turvo-Cajati entre o Rio Pardo e Pariqueira-Açu, Estado de São Paulo. In: SIMPÓSIO REGIONAL DE GEOLOGIA, Atas, Curitiba, SBG, 1: 109-120.

SILVA C.R., TAKAHASHI A.T., CHIODI FILHO C., BATOLLA JUNIOR F. 1982. Geologia e mineralizações da Região do Perau - Água Clara, Vale do Ribeira, PR. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 32, Anais, SBG, 3: 1024-1036.

SILVA J.A. 2005. Petrologia e geoquímica dos gnaisses migmatíticos do Complexo Atuba, Curitiba PR. Dissertação de Mestrado. Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, 153p.

SILVA L.C., MCNAUGHTON N.J., ARMSTRONG R., HARTMANN L., FLETCHER I. 2005. The Neoproterozoic Mantiqueira Province and its African connections. *Precambrian Research*, 136: 203-240.

SILVA P.C.S., YAMATO A.A., VASCONCELOS C.S., LOPES JÚNIOR I. 1998. Projeto Folha de Curitiba (SG-22-X-D-I): Relatório Final. São Paulo, 91p.

SIMPSON C. 1988. Strain analysis. In "Basic Methods of structural geology" (ed. Marshak & Mitra), Prentice Hall.

SIMPSON C., WINTSCH R.P. 1989. Evidence for deformation-induced K-feldspar replacement by myrmekite. *Journal of Metamorphic Geology*, 7: 261-275.

SNOKE A.W., TULLIS J., TODD V.R. 1998. Fault-related rocks : a photographic atlas. Princeton, N.J.: Princeton University Press, 617p.

SOARES A., DIAS R. 2014. Constrangimentos dos métodos de Fry e R_f/ϕ e transecção de dobras: um exemplo de deformação progressiva no Varisco Ibérico. *Comunicações Geológicas*, 101: 331-334.

SOARES P.C. 1987. Sequências tecto-sedimentares e tectônica deformadora no centro-oeste do Escudo Paranaense. In: ATAS DO III SIMPÓSIO SUL-BRASILEIRO DE GEOLOGIA, Curitiba, 2: 743-771.

SOARES P.C., REIS NETO J. 1987. Um estudo de caracterização termodinâmica de microestruturas dos Grupos Açungui e Setuva (PR). In: SIMPÓSIO SUL-BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 3, Anais, SBG, 1: 147-165.

SOLAR G.S., BROWN M. 2001. Petrogenesis of migmatites in Maine, USA: possible source of peraluminous leucogranite in plutons? *Journal of Petrology*, 42: 789-823.

SORBY H.C. 1908. On the application of quantitative methods to the study of the structure and history of rocks: *Journal of the Geological Society of London*, 64: 171-232.

STIPP M., STUNITZ H., HEIBRONNER R., SCHMID S.M. 2002. The eastern Tonale fault zone: "a natural laboratory" for crystal plastic deformation of quartz over a temperature range from 250° to 700° C. *Journal of Structural Geology*, 24: 1861-1884.

SVANHNERG H., PIAZOLO S. 2010. The initiation of strain localisation in plagioclase-rich rocks: Insights from detailed microstructural analyses. *Journal of Structural Geology*, 32: 1404-1416.

TASSINARI C.C.G., BARBOUR A.P., DAITX E.C., SATO K. 1990. Aplicação dos isótopos de Pb-Sr na determinação da natureza das fontes das mineralizações de chumbo do Vale do Ribeira - SP e PR. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 36, Anais, SBG, 3: 1254-1266.

TASSINARI C.C.G., MUNHÁ J.M.U., RIBEIRO A., CORREIA C.T. 2001. Neoproterozoic oceans in the Ribeira Belt (southeastern Brazil): The Pirapora do Bom Jesus ophiolitic complex. *Episodes*, 24(4): 245-251.

THURSTON J.B., SMITH R.S. 1997. Automatic conversion of magnetic data to depth, dip, and susceptibility contrast using SPI (TM) method. *Geophysics*, 62: 807-813.

TOBISCH O.T., MCNULTY B.A., VERNON R.H. 1997. Microgranitoid enclave swarms in granitic plutons, central Sierra Nevada, California. *Lithos*, 40: 321-339.

TROUW R.A.J., PETERNEL R., RIBEIRO A., HEILBRON M., VINAGRE R., DUFFLES P., TROUW C.C., FONTAINHA M., KUSSAMA H.H. 2013. A new interpretation for the interference zone between the southern Brasília belt and the central Ribeira belt, SE Brazil. *J. South Am. Earth Sci.*, 48: 43-57.

TWISS R.J., MOORES E.M. 2007. Structural Geology. W. H. Freeman, New York, 532p.

ULBRICH H.H.G.J., ULBRICH M.N.C., FERREIRA F.J.F., ALVES L.S., GUIMARÃES G.B., FRUCHTING A. (2009). Levantamentos Gamaespectrométricos em Granitos Diferenciados. I: Revisão da Metodologia e do Comportamento Geoquímico dos Elementos K, Th e U. *Geologia USP: Série Científica*, 9(1): 33-53.

VASCONCELOS C.S., DEHLER N.M., YAMATO A.A., LOPES JUNIOR I. 1999. Projeto Jacupiranga-Rio Guaraú (mapeamento geológico na escala 1:50.000). Convênio Secretaria de Estado de Energia/CPRM, São Paulo, 230p.

VERNON R.H. 1968. Microstructures of high-grade metamorphic rocks at Broken Hill, Australia. *Journal of Petrology*, 9: 1-22.

VERNON R.H. 1976 *Metamorphic Processes*. George Allen & Unwin, London, 247p.

VERNON R.H. 1986. K-feldspar megacrysts in granites - phenocrysts, not porphyroblasts. *Earth-Science Reviews*, 23: 1-63.

VERNON R.H. 1987. Growth and concentration of fibrous sillimanite related to heterogeneous deformation in K-feldspar – sillimanite metapelites. *Journal of Metamorphic Geology*, 5: 51-68.

VERNON R.H. 1999. Quartz and feldspar microstructures in metamorphic rocks. *The Canadian Mineralogist*, 37: 513-524.

VERNON R.H. 2000. Review of microstructural evidence of magmatic and solid-state flow. *Electronic Geosciences*, 5(2): 1436-2511.

VERNON R.H. 2004. *A practical guide to rock microstructure*. Cambridge University Press, 594p.

VERNON R.H., COLLINS W.J. 1988. Igneous microstructures in migmatites. *Geology*, 16: 1126-1129.

VERNON R.H., FLOOD R.H., D'ARCY W.F. 1987. Sillimanite and andalusite produced by base-cation leaching and contact metamorphism of felsic igneous rocks. *Journal of Metamorphic Geology*, 5: 439-450.

VERNON R.H., PATERSON S.R., GEARY E.E. 1989. Evidence for syntectonic intrusion of plutons in the Bear Mountains fault zone, California. *Geology*, 17: 723-726.

VERNON R.H., WILLIAMS V.A., D'ARCY W.F. 1983. Grainsize reduction and foliation development in a deformed granitoid batholith. *Tectonophysics*, 92: 123-145.

VIGNERESSE J.L., TIKOFF B. 2000. Strain partitioning during partial melting and crystallizing felsic magmas. *Tectonophysics*, 312: 117-132.

VOLL G. 1976. Recrystallization of quartz, biotite and feldspar from Erstfeld to the Leventina Nappe, Swiss Alps, and its geological significance. *Schweizerische Mineralogische und Petrographische Mitteilungen*, 56: 641-647.

VOLLMER F.W. 2011. Automatic contouring of two-dimensional finite strain data on the unit hyperboloid and the use of hyperboloidal stereographic, equal-area and other projections for strain analysis. *Geological Society of America Abstracts with Programs*, 43(5): 605.

VOLLMER F.W. 2017. EllipseFit: Strain and Fabric Analysis Software User Manual Version 3.4.0 [computer software user manual]. Retrieved from <http://www.frederickvollmer.com/ellipsefit/>.

WALDRON J.W.F., WALLACE K.D. 2007. Objective fitting of ellipses in the centre-to-centre (Fry) method of strain analysis. *Journal of Structural Geology*, 29: 1430-1444.

WEINBERG R.F., HASALOVÁ P. 2015. Water-fluxed melting of the continental crust: A review. *Lithos*, 212-215: 158-188.

WEISS L.E., MCLINTYRE D.B. 1957. Structural geometry of Dalradian rocks at loch leven, Scottish Highlands. *J. Geol.*, 65: 575-602.

WHITNEY D.L., EVANS B.W. 2010. Abbreviations for names of rock-forming minerals. *American Mineralogist*, 95: 185-187.

WILFORD J.R., BIERWIRTH P.N., CRAIG M.A. 1997. Application of airborne gamma-ray spectrometry in soil/ regolith mapping and applied geomorphology. *Journal of Australian Geology & Geophysics*, 17(2): 201-216.

WILLIAMS P.F. 1983. Large Scale Transposition by Folding in Northern Norway. *Geol. Rundschau*, 72: 589-604.

WU S., GROSHONG R.H. Jr. 1991. Strain analysis using quartz deformation bands. *Tectonophysics*, 190: 269-282.

YAMAJI A. 2008. Theories of strain analysis from shape fabrics: A perspective using hyperbolic geometry. *Journal of Structural Geology*, 30: 1451-1465.

YAMATO A.A. 1999. Mapeamento geológico de parte da Folha Bocaiúva do Sul (SG.22-X-D-I-2), escala 1:50.000. Dissertação de Mestrado. Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, 108p.

YARDLEY B.W.D. 2004. Introdução à petrologia metamórfica. Universidade de Brasília, Brasília, 432p.